

PÉCSI TUDOMÁNYEGYETEM
Természettudományi Kar
Földtudományok Doktori Iskola

**Villámárvizek peremfeltételeinek numerikus modellezése a
Mecsek kisvízgyűjtőinek példáján**

PhD értekezés

Hegedüs Péter

Témavezetők:

Dr. Czigány Szabolcs
egyetemi docens

Dr. Pirkhoffer Ervin
egyetemi docens

Pécs, 2015.

A doktori iskola neve: PTE Földtudományok Doktori Iskola
Vezetője: Dr. Dövényi Zoltán DSc. egyetemi tanár
PTE TTK Földrajzi Intézet
Társadalomföldrajzi és Urbanisztika Tanszék

A doktori témacsoport neve: Természetföldrajz és tájértékelés
Vezetője: Dr. habil Lóczy Dénes DSc. egyetemi tanár
PTE TTK Földrajzi Intézet
Természet- és Környezetföldrajzi Tanszék

Az értekezés tudományága: Hidrológia
Témavezető: Dr. habil Czigány Szabolcs egyetemi docens
PTE TTK Földrajzi Intézet
Természet- és Környezetföldrajzi Tanszék

Dr. habil Pirkhoffer Ervin egyetemi docens
PTE TTK Földrajzi Intézet
Természet- és Környezetföldrajzi Tanszék

TARTALOMJEGYZÉK

1. Bevezetés	1
2. Kutatási előzmények	2
2.1. Múltbeli események leírása és karakterisztikája	2
2.2. A villámárvizeket befolyásoló környezeti tényezők	6
2.2.1. A csapadék területi és időbeli eloszlása	6
2.2.2. A domborzat szerepe a lefolyásban	7
2.2.3. A talajnedvesség és a talaj fizikai tulajdonságainak szerepe	9
2.2.4. A földhasználat és a felszínborítás jelentősége	12
2.3. A kisvízgyűjtők hidrológiai modellezése	14
3. Célkitűzések	16
4. Eszközök és módszerek	17
4. 1. A kutatási terület természetföldrajzi jellemzése	17
4.1.1. Geológiai és domborzati viszonyok	18
4.1.2. A Bükkösi-víz vízgyűjtőjének hidrológiai és felszínborítási jellemzői	19
4.1.3. Talajtani viszonyok	21
4.2. A Sás-völgy monitoring hálózata	22
4.2.1. Domborzati felmérés	22
4.2.2. Csapadék és talajnedvesség monitoring, vízhozam mérések a Pósa-völgyben	23
4.2.3. Hidrometeorológia és talajnedvesség monitoring	26
4.2.3. Az árhullámok és az összegyülekezési idők számítása	28
4.3. Numerikus modellezés - MIKE 11 és HEC-HMS - parametrizáció	31
4.3.1. Felhasznált adatbázisok	31
4.4. A modellezett árvízi események karakterisztikája a Bükkösi-vízfolyáson	35
5. Eredmények és értelmezésük	37
5.1. A csapadék területi és időbeli eloszlása Pécsen és környékén	37
5.1.1. A csapadék térbeli eloszlása és mintázata a vizsgált területen	37
5.1.2. A területre hulló csapadék változásnak időbeli trendje az 1941-1970 és 2009-2013-as adatsorok alapján	41
5.1.3. A Bálicsi-vízgyűjtő csapadékméréseinek pontosítása	45
5.2. A domborzat hatása a talajnedvesség térbeli mintázatára a Pósa-völgy vízgyűjtő területen	50
5.3. Talajnedvesség és domborzati, illetve talaj paraméter összefüggések	53
5.3.1. A talajnedvesség térbeli interpolációjának korrelációs vizsgálata	60
5.4. A talajnedvesség térbeli heterogenitása a Pósa-völgyi vízgyűjtőben	63
5.5. A Pósa-völgyben mért talajnedvesség értékek időbeli mintázata: szezonális változások a talajnedvesség eredményekben	70
5.6. Az összegyülekezési idők számításának vizsgálata	73
5.7. Empirikus függvények alkalmazása	76
5.8. Vízhozam idősorok és árhullámok modellezése 1-dimenziós csapadék-lefolyás numerikus modellek segítségével	83
5.8.1. Modellválasztás	83
5.8.2. Árhullámok reprodukálhatósága és numerikus modellezése a HEC-HMS csapadék-lefolyás modell segítségével	83

5.8.3. Vízhhozam idősorok és árhullámok modellezése a Bükkösdi-víz felső szakaszán a DHI MIKE 11 lefolyás modell segítségével	96
6. Következtetések	102
7. Összefoglalás	103
8. A munka további irányai.....	107
9. Köszönetnyilvánítás	108
10. Irodalomjegyzék.....	109
11. Ábrák és táblázatok jegyzéke.....	125
12. Mellékletek.....	128

1. Bevezetés

Napjaink természeti katasztrófái összefüggésben állnak az éghajlati elemek módosulásával, azok szélsőséesebbé válásával. Éppen ezért azok intenzitása és az okozott károk nagysága is növekvő tendenciát mutat (BARTHOLY J. – PONGRÁCZ R. 2013). A villámárvíz egyike a legjelentősebb természeti veszélyforrásoknak. Ugyan a villámárvizek fogalma már korábban megjelent, tanulmányozásuk, illetve szakirodalomban való elterjedésük az utóbbi években – évtizedben – jelentősebb, főleg a brit-, és amerikai szakirodalomban. A villámárvizek kialakulása sok környezeti tényező függvénye (GEORGAKAKOS, K.P. 1986, 2006), komplex hidrológiai és meteorológiai feltételek együttese befolyásolja, illetve alakítja létrejöttüket. A villámárvizek mind gyakoribb bekövetkezése összefügg a globális klímaváltozás hatásaival, illetve a megváltozott felszínhasználati tulajdonságokkal (LE LAY, M. – SAULINER, G.M. 2007; MONTENEGRO, S. – RAGAB, R. 2012). A klímaváltozás hatására a hidrológiai ciklus felgyorsulni látszik (GRASSL, H. 1999; HUNTINGTON, T.G. 2006; IPCC 2008), ami a felszíni lefolyásban és a csapadékhullásban meghatározó, a villámárvízi kutatásokat figyelembe véve. A klíma változásának további tényezője a szélsőséges események gyakoribbá válása (EEA 2005), így például az intenzív csapadékesemények bekövetkezése, amelyek sok esetben erős feláramlással kialakuló konvektív szupercellákhoz kapcsolódnak (NOVÁKY B. 2003). A hagyományos árvizekkel szemben leginkább két fő paraméter különbözik a villámárvizek kialakulásakor: 1, a *csapadék* intenzitása és 2, a területi lokalizációja. Előbbi az események lefolyása során rendkívül nagymértékű lehet. Ez sokszor kapcsolódik a hirtelen feláramláshoz, amit orografikus tényezők is elősegítenek (GEREDI I. – HORVÁTH Á. 2000). Az intenzív csapadék sokszor a kisvízgyűjtőkhöz teljes területét érintik, melyek élénk domborzattal - nagy völgsűrűség és meredek lejtőszögek jellemzőek. A villámárvizek esetében a kiváltó csapadékesemény időtartama, az összegyülekezési idő, és az árvíz levonulása is rendkívül rövid lehet (RUIN, I. et al. 2008). Míg a hagyományos árvizek esetében a levonulási idő jellemzően több nap vagy hét is lehet, addig a villámárvizek esetében ez 6 óránál kevesebb (GEORGAKAKOS, K.P. – HUDLOW, M.D. 1984; COLLIER, C.G. 2007). Mindemellett egyéb peremfeltételek is fontos szerepet játszanak az árhullám levonulásában, mint például a talajnedvesség, a talaj fizikai félesége, a felszínborítás, illetve domborzati paraméterek. A beépített területek magas aránya szintén növeli a lefolyás arányát a beszivárgáshoz és a tározáshoz képest, valamint jelentősen csökkentheti az összegyülekezési időt is (GREGORY, K.J. 2006; SURIYA, S. – MUDGAL, B.V.

2012). Ezeknek a burkolt felületeknek az aránya az urbanizáció növekedésével párhuzamosan folyamatosan emelkedik. A csatornarendszerek sok esetben nem képesek elvezetni azt a rövid idő alatt a felszínre érkező csapadékmennyiséget, amely egy-egy esemény során a városi területeken koncentrálódik. A beszivárgás hiánya miatt így a lefolyás intenzitása jóval nagyobb lesz, az árhullám energiája pedig nő. A térbeli és időbeli koncentráció, a hatótényezők tér- és időbeli heterogenitása, valamint a peremfeltételek összetettsége miatt a villámárvizek vizsgálata és előrejelzése meglehetősen bonyolult. Az előrejelzést nehezíti, hogy az egyes modellek adatigénye, működési elve, továbbá parametrizációja sok esetben eltérő. Az előrejelzésre továbbá limitált lehetőséget ad, hogy az esemény lefolyása rövid idejű, sok esetben az okozott káresemény is az előrejelzés helyén valósul meg, így a monitoring, és a veszély jelzése közti idő is limitált. A villámárvizek előrejelzésének lehetősége a numerikus modellezés, melynek során valós idejű adatokkal dolgozunk, és ezeket használjuk fel bemeneti paraméterként az egyes lefolyási modellekhez. Ehhez persze fontos a veszélyeztetett terület pontos kijelölése, az optimális mérőpontok meghatározása, és az egyes faktorok súlyozása, illetve értékelése a villámárvíz kialakulásának szempontjából.

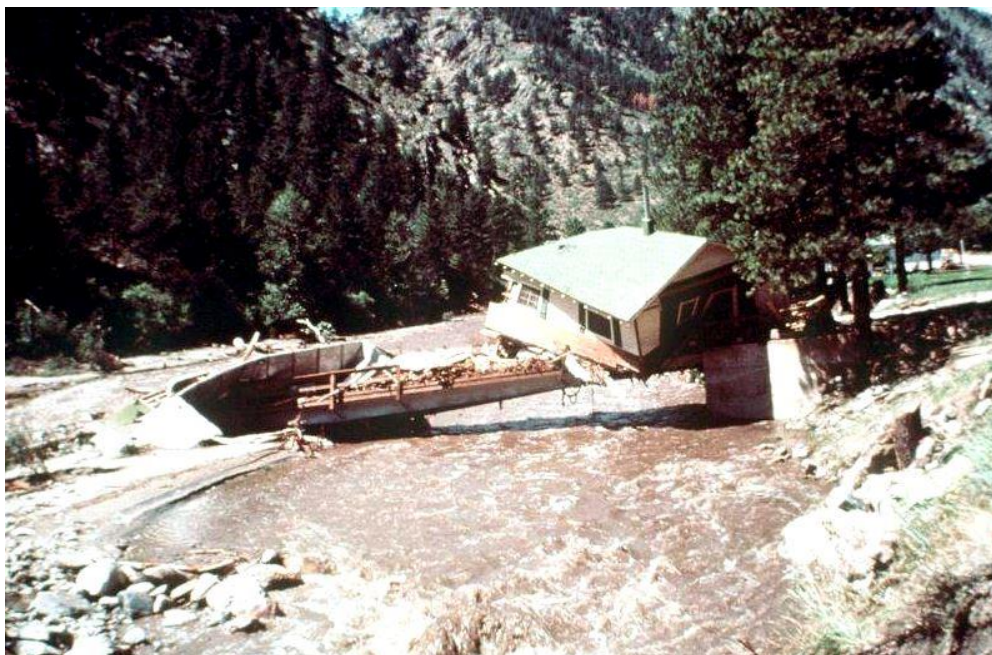
2. Kutatási előzmények

A hazai szakirodalomban meglehetősen kevés publikációt találunk a téma kapcsán, kiemelhető azonban SZLÁVIK L. et al. (2002) esettanulmányok alapján megjelent munkái, illetve WINTER J. (1972, 1988) rövid időtartamú csapadék vizsgálatai, emellett KORIS K. (2002) árvízhozamok meghatározási módszer leírása. Mivel a témakör jelentősége, illetve a kapcsolódó események gyakorisága az elmúlt néhány évtized során nőtt, illetve előtérbe került, ezért a publikációk, és a különböző modellek megjelenése sem rendelkezik komoly hagyományokkal. A térinformatika és a számítógépes modellezés jelenkori elterjedése azonban bővítette a hirtelen áradások irányába mutató hidrológiai vizsgálatok lehetőségét. A nemzetközi szakirodalomban azonban a publikációk széleskörűek, különösen igaz ez az amerikai és brit hidrológiai folyóiratokra.

2.1. Múltbeli események leírása és karakterisztikája

A villámárvizek által okozott károk nagysága és gyakorisága az utóbbi évtizedekben megnövekedett, és a természeti veszélyforrások közül az egyik legjelentősebb (DAVIS, R. S. 2001). 1998 és 2002 között Európában közel 100 árvízi esemény zajlott le, melyek

következtében a gazdasági veszteségek elérték a 25 milliárd eurót (GAUME, E. et al. 2009). A villámárvíz fogalmának megjelenése, az események összefoglaló leírása az 1970-es években kezdődik el (GRUNTFEST, E. 1977; 1987), ekkor kerül előtérbe a villámárvizekkel kapcsolatos kérdések vizsgálata, illetve a megelőzésre való törekvés. A legjelentősebb ilyen események közt tüntetik fel például az 1972-es áradást, amely Rapid City-ben (Dél-Dakota, USA) 238 emberáldozatot követelt. Az esemény után földhasználati szabályozásokat vezettek be, hogy csökkentsék a vízgyűjtőn kialakuló árvizek kockázatát. Jelentős továbbá az 1976-ban bekövetkezett Big Thompson kanyont (Colorado, USA) elárasztó villámárvíz (*1. ábra*), amely 139 halálesetet okozott (GRUNTFEST, E. – RIPPS, A. 2000; OGDEN, F.L. et al. 2000). Az áradások időbeli lefutása, és a csapadék intenzitása is hasonló volt a két esemény során (30-38 mm csapadék hullott 6 óra alatt). Az utóbbi években jelentős villámárvízi eseményekről számoltak be elsősorban Angliában (PHIL, B. 2004) de egyre több villámáradásos esemény került a kutatások fókuszpontjába Szlovákiában, Franciaországban, illetve Portugáliában is (KOBOLD, M. – POGAČNIK, M. 2008; VINET, F. 2008; KOUTROULIS, A.G. – TSANIS, I.K. 2010; TOUKOUREOU, M. et al. 2011; COUTO, F. et al. 2012). Ezek a kutatások a csapadék-, és az időbeli lefolyás egyértelmű szerepe mellett egyéb faktorokat is elkezdtek vizsgálni, mint a talajnedvesség állapota, a beszivárgás gyorsasága, illetve domborzati-, és felszínborítási kérdések.



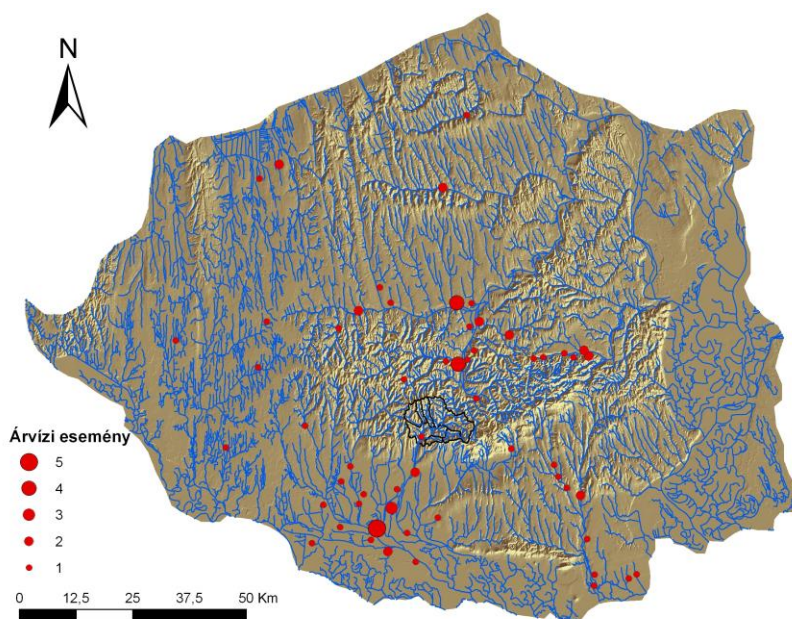
1. ábra. A Big Thompson kanyon 1976-os villámárvize¹

Magyarországi viszonylatban több esettanulmánnyal találkozhatunk (SZILÁGYI J. 1954; VASS P. 1997; SZLÁVIK L. 2003). Ezek szintén rámutatnak a villámáradások időbeli rövidségére, illetve a csapadék intenzitásának jelentőségére egy-egy esemény során (FÁBIÁN SZ.Á. et al. 2009). A kutatási terület alapját képező Bükkösi-vízgyűjtőn az 1950-es évek óta 7 jelentősebb áradásos eseményt jegyeztek fel, melyekről ESZÉKY O. (1987, 1992), VASS P. (1997), és ELY, L. – NAGYVÁRADI L. (2001) munkája közöl részletes adatokat. Ezek közül kiemelkedő az 1959. júliusi, 1967. júliusi és 1987. májusi áradás. Minden esemény nagy intenzitású csapadékhoz köthető, melynek során a napi csapadékösszeg meghaladta a 60 mm-t. Az árhullám csúcs kialakulásáig eltelt összegyülekezési idő pedig igen rövid, 1 és 5 óra közötti időtartam.

Az utóbbi évek hirtelen áradásai több esetben rendkívüli károkat okoztak az adott területen. Az egyik ilyen esemény a Mátrakereszteshez kapcsolható, a Csörgő-, és Kövicsespatak völgyében levonult 2005. áprilisi áradás, amely által okozott kár becsült értéke meghaladja az 1 milliárd forintot (HORVÁTH Á. 2005). Hasonlóan jelentős károkat okozott a 2005. augusztus 21-én a Kapos áradása, amikor 3 óra alatt 100 mm feletti csapadék zúdult a területre. Az augusztus 21-én este mért 240 cm-es vízállás két nappal később 452 cm-es tetőző értéket mutatott. (HIZSÁK I. 2005). Mindezek az események azt mutatják, hogy az

¹ <http://archive.coloradoan.com/article/20130912/NEWS01/309120052/Flood-stirs-memories-Big-Thompson-disaster-survivors>

intenzív csapadékesemények száma és a hozzájuk kapcsolódó hirtelen áradásos események is növekvőben vannak (2. ábra).



2. ábra. A Dél-Dunántúlon regisztrált árvízi események 1985-2005 között (DDVIZIG adatai alapján)

Urbánus környezetben az összegyülekező vizek lefolyása és elvezetése egyéb problémákat is felvet. A beépített területek aránya miatt a lefolyás gyorsabb, a beszivárgás sok esetben kis területen, vagy egyáltalán nem valósul meg. Az csatornahálózat kiépítése, a hidak, árkok, és a burkolt medrek mind szerepet játszanak a hidrológiai struktúrában (RONCZYK L. et al. 2012) Emellett elmondhatjuk, hogy a megváltozott felszínhasználattal – amennyiben a klímára ez erős hatással van – a városi térszínekre gyakorolt klímahatás is erősebb (KERLE, N. – ALKEMA, D. 2012). Figyelemre méltó példa erre 2010 májusában kialakult áradás, amely a Mecsek fölött átvonult mediterrán ciklon csapadékának köszönhető. A 4 napos esemény során 150 mm-es csapadékmennyiséget mértek (RONCZYK L. – CZIGÁNY SZ. 2013). Az okozott károk változatossága (utak, támfalak megrongálódása, eróziós károk) felhívja a figyelmet arra, hogy a területhasználat és a műszaki infrastruktúra hiányosságai is hozzájárulhatnak a veszteség növekedéséhez.

2.2. A villámárvizeket befolyásoló környezeti tényezők

2.2.1. A csapadék területi és időbeli eloszlása

Az intenzív csapadékesemények hatásával és lefolyásvizsgálatokkal kapcsolatban több fontos publikáció jelent meg az utóbbi években (MUELLER, E.N.– PFISTER, A. 2011; RAN, Q. et al. 2012), mivel szükségszerűvé vált azon tényezők elemzése és modellezése, amely az árhullám kialakulását, illetve lefolyását befolyásolhatja. A hirtelen áradásokat befolyásoló tényezők összetettek, a csapadék eloszlása kis területen is változó (SZLÁVIK L. – KLING Z. 2007). Jellemzőek a lokálisan bekövetkező, így a többnyire helyi vízkárokat okozó, április és augusztus között levonuló áradások (KASZAB F. 2009). Magyarország területének fele hegy- és dombvidéki terület, melyek az árvízi kockázat szempontjából kiemelt területek (KORIS K. – WINTER J. 2000). Az árhullám lefolyása során ezeken a területeken a medréből kilépő patak nem tudja a többletvizet elvezetni, illetve a talaj felső rétegében a beszivárgás sem tart lépést a felszínre érkező csapadékmennyiséggel, így a felszíni lefolyás hányada jelentős (SZLÁVIK L. 2007). A beszivárgás meghatározója egyéb tényezők mellett a talajvastagság, a kezdeti talajnedvesség, a hőmérséklet, a talaj fizikai összetétele és tömörödöttsége, továbbá az alapkőzet milyensége is.

A csapadék mérésére az egészen egyszerű kézi mérésektől (Hellmann-típusú csapadékhenger) a digitális adatrögzítővel ellátott csapadékmérőig sokféle metódus létezik. A hagyományos kézi szenzorok esetében az intenzitás meghatározása sokszor nehézkes, azonban az adatrögzítővel ellátott típusoknál a csapadékintenzitás szinte bármilyen időegységre meghatározható. Már a korábbi mérések esetén felmerültek olyan problémák, mint a Jevons-effektus, melynek során a mérőműszer a kisebb légáramlatokban létrehozott zavar által a lehulló esőcseppek egyenetlen eloszlását, illetve a mérésben fluktuációt idéz elő. Ennek kiküszöbölésére kísérleteztek földbe mélyített csapadékmérőkkel (KOSCHMEIDER, H. 1934). SEO, D.J. (1998) szerint a multi-szenzoros mérések átlagai jóval pontosabbak a radar adatoknál, illetve a kézi méréseknél, főleg az intenzív csapadékesemények esetén. Egyes mérések alapján (MARKUS, M. et al. 2007) a mértékadó csapadék mérése leginkább a mérési időintervallumra érzékeny, szemben a területi adottságokkal. Hatékony módszer lehet a radarmérések és a felszíni csapadékmérők együttes használatával kialakított modell alkalmazása (BURLANDO, P. et al. 1996). A radarmérések további alkalmazásában fontos a területi hibák kiküszöbölése, illetve az eseményre korlátozott, modell alapú előrejelzés (WARNER, T.T. et al. 2000). A csapadékmérés szerepe fontos az input adatként való

felhasználása során, korábbi események jellemző csapadék-lefolyás viszonyai alapján (HOLWERDA, F. et al. 2010; LIN, C.A. et al. 2010; LOOPER, J.P. – VIEOUS, B.E. 2012).

A csapadék területi-, és időbeli eloszlása is nagyban meghatározza a vízgyűjtő terület hidrológiai viszonyait. A Magyarországon jellemző éves csapadékeloszlás alapján azt mondhatjuk, hogy az intenzív csapadékesemények bekövetkezésének legvalószínűbb ideje a május és június eleji időszak, illetve egy másodmaximum figyelhető meg októberben, főleg hazánk délnyugati területein (LOVÁSZ GY. – MAJOROS GY. 1997). Az áradások szempontjából figyelembe kell vennünk a hóolvadást is, amely különösen abban az esetben fontos, ha az olvadás az intenzív esőzés következményeként indul meg, így víztöbbletet okozva a folyók árhullámában (CSERMÁK B. 1985, PIRKHOFFER E. et al. 2009). A konvektív feláramlásokhoz kötődő intenzív, de rövid idejű csapadékesemények vizsgálata esetén különösen fontos a csapadék területi eloszlása. Egy-egy intenzív csapadékesemény során kis területen belül is jelentősen változhat annak területi eloszlása (VILLARINI, G. et al. 2011). A csapadékadatok megfigyelése alapján több szerző a 30 mm-es küszöbértéket említi, mint a jelentős károk kialakulását eredményező árvízhez szükséges rövid idejű csapadékösszeg küszöbérték (VASS P. 1997; SZLÁVIK L. 2007).

2.2.2. A domborzat szerepe a lefolyásban

A vízgyűjtő terület alaki tulajdonságai befolyásolják a víz összegyülekezését és lefolyását is. Az elnyúltabb alakzat általában kisebb árvízveszéllyel jellemezhető, mint a köralakhoz közelítő vízgyűjtő, mivel az összegyülekezési idő az utóbbi esetben rövidebb (LOVÁSZ GY. 2000). Az alaki tényező számítására a vízgyűjtő területét, és a vízválasztó hosszát szükséges ismernünk. A vízgyűjtőben a lefolyás többféleképpen valósul meg. A *felszíni lefolyást* a vízgyűjtő területe és a hatékony csapadék (a csapadékból közvetlenül lefolyásra került vízmennyiség) határozza meg (STELCZER K. 2000). Mivel a csapadéknak csak egy adott része járul hozzá a felszíni lefolyáshoz, ezért ezt a lefolyási együtthatóval jellemezzük, amelyet a területre érkező csapadék, és a lefolyt vízmennyiség hányadosa ad meg. Szintén gyakran használt definíció a fajlagos lefolyás, amely a vízgyűjtő területére vonatkoztatva adja meg a lefolyt víz mennyiségét (általános formula: $l/s \text{ km}^2$). A vízhozam számítás esetén azonban a terület mellett a vízjárás viszonyait is érdemes szem előtt tartani (WHITFIELD, P.H. – SPENCE, C. 2011). MERZ, R. et al. (2006) a kifolyó vízmennyiségek

számításánál elkülöníti a tetőző vízhozamokat az alapvízhozamtól. BROADBRIDGE, P. és WHITE, I. (1988) megfigyelése alapján a lefolyási idő erősen változhat a talaj telített vezetőképességének, és textúrájának függvényében, ezért a preferenciális lefolyás összetevője is meghatározó az esetek többségében. A makropórusokban történő lefolyás tanulmányozása során az úgynevezett összekötő pontok szerepét állapítja meg SIDLE, R.C. et al. (2001), miszerint a talaj eltemetett szerves anyagai, a közethasadékok, illetve a morzsás talajszerkezet a különböző talajnedvesség állapotokban válnak aktívvá.

A mederbeli lefolyás során az áramló víz sebességét a meder alakja és esése, valamint érdekessége alapvetően meghatározza (LÓCZY D. – VERESS M. 2005). A lefolyási küszöbértékek vizsgálatánál eltérő eredményekre jutott CARPENTER, T.M. et al. (1999) a medermorfológiai paraméterek kapcsán. A vizsgálat alapján alapvető különbség figyelhető meg a mederkitöltő és a rövid periódusú hozamok között: a lefolyási küszöbérték magasabb a mederkitöltő vízállás esetén. A lefolyás viszonyában fontos szerepet játszik a talaj paraméterek mellett az alapkőzet is. OCKENDEN, M.C. – CHAPPELL, N.A. (2011) eltérő nagyságrendű vízgyűjtőkre hasonló összegyülekezési időket figyelt meg. Ennek oka, hogy a vízáteresztő rétegek egészen különbözőek lehetnek vízgyűjtőként. Hasonló megfigyeléseket végzett HIROSE, T. et al. (1994) kiemelve, hogy a mészkő, illetve a vékony üledékekkel fedett mederközei térszínek lefolyásgörbéin másodmaximum jellemző, ami a felszín alatti lefolyásra utal. A hidrológiai modellekben azonban további tényezőket is figyelembe kell vennünk, például a felszínborításból, illetve használatból eredő Manning-féle érdekességi tényezőt, illetve az összegyülekezési időt az árhullám csúcs kialakulásáig.

Újabb vizsgálatok kimutatták, hogy a villámárvizek kutatásában eddig alkalmazott Manning-féle érdekességi paraméterek többnyire alulbecsültek (BORG, M. et al. 2011; LUMBROSO, D. – GAUME, E. 2012). Az utóbbi évtizedek hirtelen áradásos eseményei során jóval nagyobb átlagos levonulási sebességet figyeltek meg. Az összegyülekezési idő a domborzati adottságoktól függ, számítására több módszert említ a szakirodalom (WISNOVSZKY I. 1993; GRAF, J.B. et al. 1982) azonban a legtöbb megközelítésben a vízgyűjtő területét, átlagos esését, és a völgy hosszát veszi alapul (CSERMÁK B. 1985; KONTUR I. et al. 2003). A domborzat lejtőmeredekségi és völgsűrűségi viszonyai a lefolyás időbeli kiterjedésére vannak hatással, továbbá a mellékvölgyek kisebb patakjainak vízhozama a főfolyáson áradás esetén torlódó árhullámot okoz az összefolyási pontoknál (PIRKHOFFER E. et al. 2007). CRAS, A. et al. (2007) vizsgálatai szerint a kezdeti talajnedvesség nem játszik kritikus szerepet az árhullám levonulásában, inkább a lejtőszög és a növényborítottság

meghatározó. Méréseik magas lejtőszög és tengerszint feletti magasság értékekhez kapcsolódnak, így elképzelhető, hogy egy bizonyos relief felett a talajnedvesség állapota már kevésbé meghatározó a hirtelen lefolyás miatt, azonban ezen értékek esetén is kimutatható a vízvisszatartás és a porozitás fontos szerepe a lejtő hidrológiai viszonyaiban. SEYFRIED, M. (1998) vizsgálatai alapján a magasság és a talajnedvesség erősen korrelál, a magassággal az értékek szóródása is nagyobb. A klimatikus viszonyok szintén erősen befolyásolják a szóródást, a száraz évszak során jóval egységesebb a talajnedvesség eloszlás területi képe, tehát az értékek szórása kisebb. A lejtők szerepét hangsúlyozza CHANG, H. és JUNG, I.-W. (2010), a hóolvadás arányának befolyásoló hatásában. Méréseik alapján az alacsonyhegységi régiókban a téli félév hőmérsékletváltozásai kevésbé befolyásolják a lefolyást, mint a csapadékesemények. A konvetkív feláramlásokhoz sokszor orografikus hatások járulnak hozzá (GERESDI I. 1999; SHARIF, H. O. 2006; MARCHI, L. et al. 2010) befolyásolva ezzel a csapadékképződés intenzitását, illetve helyzetét. A domborzat közvetetten is hatással van a vízlefolyási viszonyokra, hiszen a lejtő meredeksége befolyásolja a talaj vastagságát, és fizikai tulajdonságait is, ezen keresztül pedig a lefolyási viszonyokat is (TROMP-VAN MEERVELD, H.J. – MCDONELL, J.J. 2006).

2.2.3. A talajnedvesség és a talaj fizikai tulajdonságainak szerepe

A talaj, mint háromfázisú rendszer, komplex tulajdonságai révén a lefolyási viszonyokra jelentős hatással van. A talaj – tömeg vagy térfogatszázalékban kifejezett - nedvességtartalma az adhéziós erők révén a szilárd fázisban, másik része pedig a pórusterben van jelen. A talajok vízbefogadó-, és visszatartó képessége, azaz a vízkapacitás eltérő (STEFANOVITS P. et al. 1999). Az ún. szabadföldi vízkapacitásnál (*Field capacity*, -33 kPa, szívóerő) a talajnedvesség tartalom értéke agyagtalajok esetén a legmagasabb. A talajok víztelítettségi értéke azért fontos, mert a víztelítettség növekedésével arányosan csökken a vízbefogadó képesség. A talajtani viszonyok így elsősorban a beszívárgásra, ezáltal közvetetten a felszíni lefolyásra vannak hatással. A talajnedvesség állapotát a pF-görbékkel (*water retention curve*) jellemezhetjük, amely szemcseosztályonként (textúrcsoportonként) eltérő görbe alakot és lefutást jelent. A pF görbe a talajnedvesség tartalom és a szívóerő közötti kapcsolatot írja le, amelyhez a pF érték legtöbbször logaritmikusan közelít (MARSHALL, T.J. et al. 1996). Az agyagtalajok alacsony szívóerő mellett a talajnedvesség nagy részét képesek megtartani, míg a homokos talajok már egészen kis szívóerő érték mellett

(1,8) elveszítik víztartalmukat. Legjobb vízmegtartása LANTHALER, C. (2004) szerint a vályognak van, mivel víztartalmának egészen kis része az, ami alacsony szívóerő mellett távozik. Hasonló eredményeket írt le MOHANTY, B.P. és SKAGGS, T.H. (2001), a talajnedvesség időbeli változásában a legkisebb anomáliákat homokos vályogon figyelték meg.

A talaj vízháztartásában szerepet játszik a porozitás is. A talajok pórustere az aggregátumok közti hézagok rendszereként értelmezhető (STEFANOVITS P. et al. 1999), amelyet víz és levegő tölt ki. A víz visszatartása a mikro-, és mezopórusokhoz köthető, amelynek aránya azonban az egyes fizikai talajfélésekben eltérő. Arányosnak mondható a pórusmegoszlás a vályog talajok esetén, mindamellett az agyagra a kis pórusok nagy aránya jellemző. A telített talajok esetén a víz mozgását alapvetően a gravitációs mozgás határozza meg, míg a háromfázisú talaj esetén a térbeli mátrixpotenciál különbség írja le (HILLEL, D. 1998).

Mivel a kezdeti talajnedvesség tartalom kritikus lehet a lefolyás szempontjából, ennek a peremfeltételnek a részletes vizsgálata mind gyakrabban kerül elő a szakirodalmi munkákban. Sok szerző (CASSARDO, C. et al. 2002; LACAVA, T. et al. 2010; BROCCA, L. et al. 2011) erős kapcsolatot ír le a kezdeti talajnedvesség, illetve a felszíni lefolyás és beszivárgás között. A talajnedvesség kisebb vízgyűjtőkön mért jelentős térbeli változatosságát mutatta ki SVETLITCHNYI, A.A. et al. (2003), COSH, M.H. et al. (2004, 2006) és HEATHMAN, G.C. et al. (2012).

BROCCA, L. et al. (2007) kisvízgyűjtőkön végzett mérései alapján a sík területek talajnedvesség értékei normál eloszlást követnek térben, 10 km² alatti területeket vizsgálva. Tagolt domborzatú kisvízgyűjtőkön végzett kutatások (WESTERN, W.A. et al. 2004) alapján a magasabb talajnedvesség értékek a magassággal, és a lejtőszöggel jobb korrelációt mutatnak. Az átlag napi talajnedvesség és a lefolyási együttható közti szoros kapcsolat a talaj mélyebb részein (25-75 cm) is megfigyelhető (KOREN, V. et al. 2008). Egyes szerzők foglalkoznak a talajnedvesség műholdak általi mikrohullámmal történő vizsgálatával (NJOKU, E. et al. 2003; MIRALLES, D.G. et al. 2010) illetve az ún. „*triple collocation*” modellel, amely a fent említett műholdas mérés és a felszíni adatgyűjtést próbálja ötvözni az adatnyerés bizonytalanságainak csökkentésére. A műholdas módszer hátránya azonban a kis időbeli, illetve térbeli-vertikális felbontás, illetve a növényborítottság korlátozó szerepe (SAHOO, A.K. et al. 2008; LOEW, A. – SCHLENZ, F. 2011). MITTELBACH, H. et al. (2012) TDR szenzoros mérései alapján a legváltozékonnyabb a talajnedvesség értéke a talaj felső 15 cm-es rétegében, erős összefüggésben a talajhőmérséklettel. A legfelső (5 cm) és a mélyebb rétegek (30 cm)

összehasonlítása során hasonló területi eloszlást figyelt meg WILSON, D.J. et al. (2003), mindazonáltal a vertikális változások a talajban kis korrelációt mutattak a különböző rétegekben.

A talajok vizsgálata kapcsán meg kell említenünk egy másik fontos tényezőt is, a *beszivárgást*, amely meghatározza a felszíni lefolyás és az evapotranspiráció arányát is (STELCZER K. 2000). A beszivárgást és annak intenzitását a Horton-féle modell alapján (HORTON, R.E. 1940) beszivárgási görbével jellemzik, amely exponenciális függvényvel jól jellemezhető, mivel a beszivárgás intenzitása a kezdeti szakaszban a legnagyobb (MAO, L.L. et al. 2011). A beszivárgás alapvető koncepcióit (GREEN, W.A. – AMPT, G.A. 1911; PHILIP, J.R. 1969) az újabb vizsgálatok megpróbálták alkalmazhatóbbá tenni, a leíró egyenletek transzformálásával (MEIN, R.G. – LARSON, C.L. 1973) vagy a paraméterek egyszerűsítésével (VALIANTZAS, J.D. 2010). A beszivárgás és a talajnedvesség kapcsolatában a Green-Ampt modell jobb alkalmazhatóságát figyelték meg magas talajnedvesség értékeknél, a CN (*Curve Number, USDA*) módszerrel szemben, amely a lefolyási viszonyokat a területhasználton kerestül leíró viszonzszám (HAN, E. et al. 2012).

CORRADINI, C. et al. (2011a, 2011b) hangsúlyozza a talaj felső rétegének jobb áteresztő tulajdonságát – a felső 30 cm-es rétegben $5\text{--}50 \text{ mm h}^{-1}$ közötti a telített vízvezető képesség (K_s). Modelljük alapján legjobban reprezentálható a beszivárgás a homokos vályog (a talaj felső rétege) és agyagos vályog (a talaj alsó rétege) esetén. LANGHANS, C. et al. (2011) szerint a tömörebb, vízzáró talajok esetében nehezebb a beszivárgást egyértelműen meghatározni, a dombsági területeken ez alapvetően a talaj térfogattömegétől, a közvetlen csapadéktól, és a növényborítottságtól függ. ZEHE, E. et al. (2005) megfigyelései alapján a lösz alapkőzetű területeken a talajprofilban intenzívebb beszivárgás figyelhető meg. Az évszakos vízegyensúly szerepében kritikusnak tartja a talajvíz és a felszíni vizek kapcsolatát a tavaszi áradásokat megelőzően CHAUVIN, G.M. et al. (2011), mivel általában ekkor a talajprofil víztartalom deficittel rendelkezik. A növényzettel borított területeken általában gyorsabb a beszivárgás, így egyben a talajvízzel való újratöltődése is (CASTILLO, V.M. et al. 2003).

A talajnedvesség tartalom időbeli stabilitására alkalmazott mutatók alapján kevés mintavétellel, és viszonylag kis szórással határozható meg az átlagos relatív differencia, és az átlagok négyzetgyökének különbsége alapján a talaj víztározása (HU, W. et al. 2012). A telítetlen – háromfázisú – zónában végzett évszakos talajvizsgálatok alapján a talajprofil felső részében jóval nagyobb különbségek lehetnek, mint az alsóbb rétegekben. Különösen igaz ez

a kora tavaszi olvadások, és az őszi gyakori csapadékok esetén (STEELMAN, C.M. – ENDRES, A.L. 2012). 0,01 km²-es mintaterületen végzett időbeli eloszlásvizsgálatok alapján tovább elmondható, hogy a vegetációs időszakban a szóródás erősen kötődik a talaj felső 50 cm-es rétegéhez (HUPET, F. – VANCLOOSTER, M. 2002). Megfigyeléseik alapján ebben az időszakban a talajnedvesség ingadozásban ez 6,7%-ot (térfogati alapú talajnedvesség) is elérhet.

2.2.4. A földhasználat és a felszínborítás jelentősége

Napjainkban a talajművelési rendszerek változása, és a beépített felszínek növekedése a lefolyási viszonyok megváltozását hordozza magában (YATES, D.N. et al. 1999; WARBURTON, M.L. et al. 2012). A földhasználat megváltozása a klíma változásával is összhangban van, mégpedig a növények párolgásban játszott szerepe, illetve az albedo – és ezáltal a felszíni és felszín közeli hőviszonyok – változása kapcsán (GIBBARD, S. et al. 2005; GOCHIS, D.J. et al. 2010; WICKHAM, J.D. et al. 2013). Egyes helyeken az antropogén hatások negatív befolyását említik a folyók vízhozamára vonatkozóan, azonban a klímával összefüggésben a dombsági-, illetve hegyvidéki területeken hosszútávon a vízhozamok növekedése figyelhető meg (TAO, H. et al. 2011). A felszínborítás és a talajnedvesség további kapcsolatait vizsgálta VENKATESH, B. et al. (2011). Eredményeik szerint a ritkás erdőterületek esetén magasabb átlagos talajnedvesség értékek figyelhetők meg. A mezőgazdasági területeken fontos lehet például a művelés módja is. SINGH, P. et al. (2011) kimutatta, hogy a talaj felső 30 cm-es rétege hatékony szerepet játszik a víz megtartásában, továbbá, hogy az ugarral váltott szántóföldi művelés segít ebben a rétegben a víz megtartásában. További lefolyásvizsgálatok alapján (SRIWONGSITANON, N. – TAESOMBAT, W. 2011) az erdőterületek talajnedvesség kapacitása magasabb, mint a vegetációval borítatlan térszínek esetén, azonban magasabb az evapotranspiráció, így a lefolyási koefficiens viszonylag kicsi marad a talajnedvesség függvényében, de csak addig, amíg a talaj el nem éri a közel telített állapotot. ZHU, Q. és LIN, H. (2011) megfigyelései alapján a talajnedvesség és a lejtőszög összefüggései jól kimutathatók, különösen 8°-os érték felett.

Az erdős területeken a növényzet szerepe az intercepciós folyamatok miatt fontos (GASH, J.H.C. – MORTON, A.J. 1978; GASH, J.H.C. et al. 1980; LINK, E.T. et al. 2004). A növények gyökérrendszere szoros kapcsolatban áll a talajok nedvességtartalmával (STEFANOVITS P. et al. 1999).

A vízellátottságot táji tényezőként fogalmazza meg LÓCZY D. (2011) munkája is. FU, B. et al. (2003) eredményei alapján az egyes művelési típusok különbözően hatnak a talajnedvesség változására, és meghatározzák a lefolyási viszonyokat is. Eredményeik alapján a talajnedvesség változékonysága növekvő a termőterületek, és az ugar esetén, az erdőterületeken pedig hullámzó. További megfigyelés, hogy az ún. „*no-till farming*”, azaz a direkt vetés is segít a talajvízháztartás egyensúlyát fenntartani (FUENTES, J.P. et al. 2003). Egyes publikációk azt is előtérbe helyezik, hogy a hasznosított területek esetében a területi eloszlás a talajviszonyokon keresztül az évszakos lefolyást is meghatározza (RONFORT, C. et al. 2011).

Kiemelt kérdéskör a városi vagy urbánus területeken bekövetkező hirtelen áradások fogalma, amelyet egyes szerzők élesen elkülönítenek a természetes felszíneken bekövetkező áradásoktól (GYENIZSE P. et al. 2005; COBBY, D. 2008). A beépített felszínek aránya az urbanizációval párhuzamosan folyamatosan nő. A beépítettség egyben a burkolt felszínek arányának növekedését is jelenti, amely felszínek meggátolják a víz beszivárgását. Az intenzív csapadékok kialakulásakor olyan víztöbblet keletkezhet, amely sok esetben a csatornahálózat rövid idejű telítődése után már a felszíni lefolyáshoz járul hozzá (MARTINEZ, F. et al. 2003; HINMAN, C. 2005; JAVIER, J.R.N. et al. 2007; JIANG, W. – GAN, J. 2012). A felszínhasználat változásának figyelembe vételével a lefolyás meghatározására kidolgozott az ún. „*curve number*” (*cn*) viszonyszám alkalmazása is, amely ROZALIS, S. et al. (2010) szerint a hirtelen csapadékesemények során érzékenyebb az alacsony-, és középarhullámok meghatározására, azonban fontos szerepe van a modellezés során az urbánus területek lefolyásának jellemzésében. SMITH, J.A. et al. (2002) emellett kiemeli a különböző felszínborítású területek hatását az árhullám időbeli levonulására, illetve nagyságára. BATHURST, J.C. et al. (2011) kisvízgyűjtőkön végzett vizsgálatai alapján az erdőknek szignifikáns hatása lehet az árhullám tetőzésének késleltetésében, illetve a lefolyási fluxus csökkentésében. SCHMITTNER, K.E. és GIRESE, P. (1996) vizsgálataiban a növényzet beszivárgásra gyakorolt hatását a legnagyobb csapadékesemények idején csekélynek tartja. Legelővel és erdővel borított vízgyűjtők összehasonlítása alapján (WEBB, A.A. – KATHURIA, A. 2012) az előbbi vízgyűjtőn rendszeresen magasabb vízhozamok tapasztalhatók. Intenzív csapadékesemények esetén az szálalásos, illetve tarvágott területeken szignifikánsan (akár 25%-al), nőtt a vízgyűjtőkön mért vízhozam, azonban az alapvízhozam növekedése már nem egyértelmű. Fontos megfigyelés, hogy a fakitermelés után a vízhozam növekedése késleltetetten jelenik meg, a talajprofil újratöltődése szükséges, mielőtt teret adhat a további lefolyásnak. Kiemelendő a tarvágások, illetve a fakitermelés során ritkított területek szerepe,

ugyanis a vízgyűjtőn belül ezeken a területeken az összegyülekezési idő csökken. Ezzel szemben nő a lefolyó vízmennyiség, amelyet az intenzívebb hóolvadás, illetve az intercepció, és a párolgás csökkenése eredményez ezeken a területeken (KOIVUSALO, H. et al. 2006). A tarvágásos területeken mindemellett az évszakos lefolyásban is eltérések jelentkeznek, a tavaszi lefolyás intenzívebbé válása figyelhető meg az intercepció, és a talajvíztározási kapacitás csökkenése következtében, illetve a hóolvadás intenzívebbé válásával (IDE, J. et al. 2013). Egyes vizsgálatok szerint a lefolyási együtthatóra gyakorolt hatás igen jelentős, még sok évvel a fakitermelés megszűnése vagy a gazdálkodás megszűnése után, köszönhetően a tömörödött talajnak (HÜMANN, M. et al. 2006).

2.3. A kisvízgyűjtők hidrológiai modellezése

Az utóbbi évtizedben egyre inkább előtérbe kerültek a geográfiai problémák modellezésében és megoldásában a GIS (Földrajzi Információs Rendszer) alapú programok. Egyes hidrológiai modellek pedig magukban foglalják a GIS rendszerrel való kompatibilitás előnyét is, például a HEC-RAS eredményei átvihetők ArcGIS-be. Jelen disszertáció a kis vízgyűjtőkkel foglalkozik, viszonylag rövid vízfolyásokkal, ezért ezek alapvetően feltáratlanok hidrológiai értelemben, mivel nagyon kevés mért környezeti adattal rendelkezünk róluk (HORVÁTH E. 1999; KASZAB F. 2009). Bár a kisvízgyűjtők hidrológiai adatainak és kapcsolódó vízhozamoknak a számítására születtek újabb eredmények (KONTUR I. et al. 2003), ezek pontossága sok esetben nem kielégítő.

A modellezés megfelelő megalapozásához viszonylag sok input paraméterrel kell rendelkezünk (CARPENTER, T.M. – GEORGAKAKOS, K.P. 2006), olyan programok esetén, mint például a HEC-HMS hidrológiai modell (US ARMY CORPS OF ENGINEERS, 2010). Ilyen paraméter a csapadék, kezdeti talajnedvesség tartalom, beszivárgási tényező, meder érdességi paraméterek stb. A kezdeti talajnedvesség szerepe ZEHE, E. et al. (2005) alapján meghatározó más hidrológiai modell esetében is, például a Catflow (*Institute of Technology*, Karlsruhe) tekintetében. A HMS program előnye, hogy a kezdeti parametrizáció során sokféle tényező vehető figyelembe. Kisvízgyűjtők vizsgálatára alkalmazta a modellt GARCIA, A. et al. (2008), megfigyeléseik esetén a 15 perces intervallumokra való lebontás ad megfelelő képet az árhullám görbéről. Habár a lefolyási görbe általában jól illeszkedik a megfigyelt árhullámhoz, a teljes lefolyási mennyiség egyes esetekben túlbecsült (KANG, K. – MERWADE, V. 2011). Ezt megerősíti KNEBL, M.R. et al. (2005) vizsgálata is, annyi különbséggel, hogy az

összegyülekezési időt is hangsúlyosnak írja le, mivel az optimális lefolyásgörbéhez egyes esetekben jóval rövidebb, illetve hosszabb időtartamokat vesz optimálisnak, mint a mért értékek.

A hosszú idősoros lefolyási vizsgálatok (DU, J. et al. 2012) szoros összefüggést mutatnak a modellben (0,79-es korrelációs együttható), viszont a beépített térszínek arányvizsgálata csak a kiválasztott száraz időszakra mutat jelentősebb lefolyás növekedést, ami a felszíni vizek lefolyási érzékenysége utal a különböző időszakokban. Hasonlóan szoros korrelációt figyelt meg kisvízgyűjtők esetén az összegyülekezési idő és a tározási együttható karakterisztikája, illetve a lejtőszög, és a főfolyás völgyének hossza közötti vizsgálatában STRAUB, T.D. et al. (2000). Ezek a paraméterek meghatározóak a HEC-HMS ún. „Clark Unit” lefolyásgörbe számítási módszerében. Az említett vizsgálatok kimutatták továbbá, hogy a burkolt térszínek aránya a lejtőmeredekséggel párhuzamba állítva kiemelten kezelendő a modellekben. A GIS alapú modellezésben a domborzati paraméterek meghatározóak, mivel több hidrológiai tulajdonság is ennek alapján vezethető le. A modellezés pontossága természetesen a domborzati modell felbontásától is függ (CHEN, A.S. et al. 2012). A 10 méteres pixelértékek már eredményesnek bizonyulnak, emellett a domborzati modellen való változtatások leginkább a folyómeder modellezése szempontjából érzékenyek (SAGHAFIAN, B. et al. 2002). Az egyes modellek fejlesztése során is eltérő hangsúlyt kapnak a különböző paraméterek, emellett pedig egyes tényezőket a programok jobban súlyoznak, mint másokat. Ehhez fontos a területen mért adatok optimalizálása.

Egyes szerzők (GILBERT, R.O. 1987; BROCCA, L. et al. 2012) próbálják egy adott vízgyűjtőre kihelyezett szenzorok optimális számát meghatározni. Ez főként statisztikai számításokkal lehetséges, és természetesen függ a térbeli változatosságtól is. WANG, C. et al. (2008) különböző méretű területi egységeken vizsgálta a talajnedvesség térbeli eloszlását, a random kombinációs módszerrel (*Random Combination Method*). Eredményei alapján (95%-os, illetve 5% alatti relatív hiba mellett) a mérési pontok optimális száma 29 és 41 közötti, 0,16 és 2,5 ha-os mintavételezési terület esetén. További lehetőség az adatok területi kiterjesztésére az interpolációs eljárások alkalmazása (LAM, N. 1983; LI, J. – HEAP, A.D. 2008) azonban ezeknek a pontossága szintén függ az adott területre jutó szenzorok számától. Ezekkel a módszerekkel a vízgyűjtők azon részeire is eredményekkel szolgálhatunk, ahol adathiány fordul elő (KJELDSSEN, T.R. – JONES, D.A. 2010).

További kihívást jelent az adatpontosság maximalizálásában, hogy a talajnedvesség, illetve a csapadékkéntenzitás területileg erősen változó tényezők, figyelembe véve a domborzat mozaikosságát (GARCIA, A. et al. 2008; PENNA, D. et al. 2009; McMILLAN, H. et al. 2011). Az

egyes csapadék-, és talajnedvesség mérő módszereknek különböző előnyeit és hátrányait több szerző is vizsgálja (WESTCOTT, N.E. et al. 2008; MITTELBACH, H. et al. 2012; SAVINA, M. et al. 2012). A hidrológiai modell egyes input adatai nehezen, vagy csak indirekt módon határozhatók meg. Ezeknek az adatoknak az optimalizálásához szükséges a megfelelő kalibráció. Ennek során az adatok finomításával elérhető a megfelelő reprezentativitás (GUPTA, H.V. et al. 1998; CZIGÁNY SZ. – PIRKHOFFER E. 2013). Egyes szerzők felvetik a különböző hidrológiai események szeparált vizsgálatát (BLÖSCHL, G. et al. 2008; ACHLEITNER, S. et al. 2012) mivel egy-egy tényező dominánsabb lehet a többinél rövid csapadékesemény során.

3. Célkitűzések

A dolgozat célja a villámárvizek peremfeltételeinek elemzése, a lefolyási tényezők vizsgálata illetve modellezése, melynek mintaterületül a Nyugat-Mecsek kisebb vízgyűjtőit választottam, reprezentativitásuk miatt: a választott területek élénk domborzattal rendelkeznek, kis területtel ($<10 \text{ km}^2$) illetve erdőborítással. Mivel a befolyásoló tényezők széleskörűek, ezért a dolgozat kiemelten kezel az árvíz kialakulása, és lefolyása szempontjából több lényeges faktort, mint például a csapadékot (annak intenzitását), a talajnedvesség-, illetve az árhullámok területi és időbeli megjelenését. Munkám során az alábbi fő célokat tűztem ki, illetve kérdéseket fogalmaztam meg:

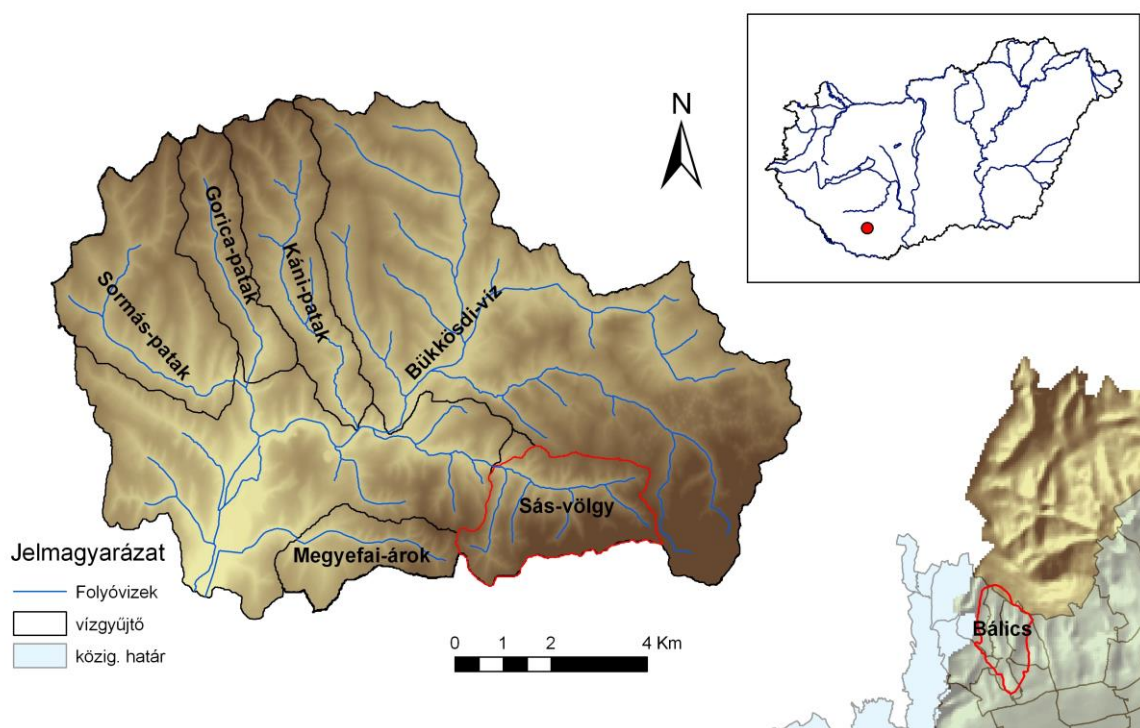
1. A talajnedvesség és a csapadékadatok input adatként való használatának lehetőségei hidrológiai modellek esetén
2. Numerikus modellek alkalmazása természetes (Sás-völgy), és mesterséges (Bálicsi vízgyűjtő) felszíneken borított kisvízgyűjtőkön
3. Milyen statisztikai korrelációk fedezhetők fel a talajnedvesség térbeli eloszlásában, illetve más környezeti/domborzati tényezőkkel való kapcsolatában
4. Van-e olyan kiemelhető kapcsolat, vagy peremfeltétel, amelynek súlya számottevően nagyobb a lefolyásban – például a talajnedvesség, vagy az összegyülekezési idők?

5. Alkalmasak-e az empirikus modellek a kisvízgyűjtők vízhozamának becslésére?

4. Eszközök és módszerek

4. 1. A kutatási terület természetföldrajzi jellemzése

A vizsgálatok színhelyéül választott kutatási terület a Nyugat-Mecseket és részben a Dél-Zselic területét érintő Bükkösdi-víz vízgyűjtője, és annak részvízgyűjtői, amely tágabb megközelítésben a Dráva vízgyűjtő területéhez tartozik. A területen belül kiemelten kezelttem a Sás-völgy vízgyűjtő területét, mivel a völgsűrűség, terület- és lejtőviszonyok alapján megfelelően reprezentatív a hirtelen áradásos események peremfeltételeinek vizsgálatához. A hidrológiai modellezés, illetve a beépített felszínek vizsgálata kapcsán Pécs város területén is sor került mérésekre, kiemelve a Bálics-patak vízgyűjtőjét, melynek meredekség és beépítettség viszonyai alkalmassá teszik az urbánus területek lefolyásviszonyainak vizsgálatára (3. ábra).

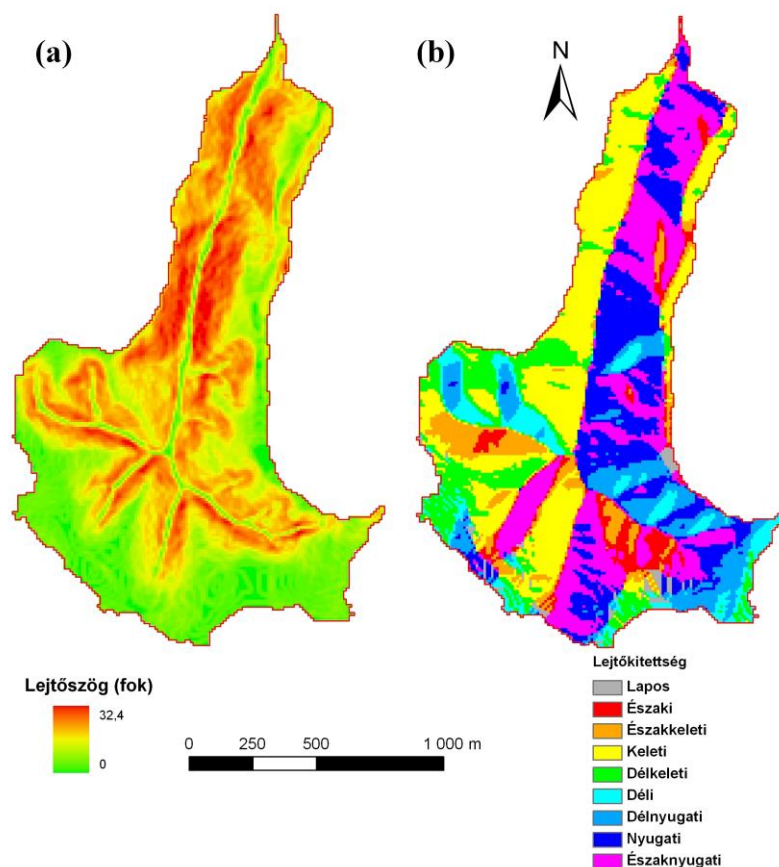


3. ábra. A két kutatási terület (Sás-völgy és Bálics) elhelyezkedése, és domborzati modellje (10 m-es felbontás)

4.1.1. Geológiai és domborzati viszonyok

A terület geológiai felépítésében alapvetően a homokkő és a mészkő játszik jelentős szerepet. A homokkő a Nyugat-Mecsekben a Jakabhegyi Konglomerátum formációban lelhető fel. A vízgyűjtő északkeleti területein jellemzőek a karsztos képződmények, elsősorban Abaliget környékén (LOVÁSZ GY. – WEIN GY. 1974; DÖVÉNYI Z. 2010). A mészkő területeken jellemző az intenzívebb beszivárgás, amely főleg a vízgyűjtő északi, magasabb részein fordul elő. A vízgyűjtő egyes részein fiatal harmad-, és negyedidőszaki üledékek találhatók, homokkő, illetve lösz, elsősorban a terület délkeleti részén, a Sás-völgy környékén (MARTONNÉ E. K. 2007). A Bükkösdi-víz vízgyűjtőjének területe 112 km²-t fed le a Bükkösdtől délre található kifolyási pont felett, amelyből a Sás-völgyi rész 7,7 km². Elmondhatjuk, hogy a Sás-völgy magyarországi viszonylatban élénk domborzattal rendelkezik, legmagasabb lejtői 38,9°-os meredekség értékkel jellemezhetők. Legmagasabb és legalacsonyabb pontja 437 és 185 méteres tengerszint feletti magasságban helyezkedik el, így a területen a magasságkülönbség 252 méter. A terület meredek V-alakú völgyekkel szabdalva, több helyen szárazvölgyek csatlakoznak a főág völgyéhez, amelyek a vízlevezetésben az intenzív esőzések idején szerepet játszanak. A meredek lejtők túlsúlyban találhatók a vízgyűjtő déli területén (folyásirány szerinti bal part) ami különösen fontos az összegyűlekezési idők szempontjából. A területen a lejtők kitettsége dominánsan északi, illetve északnyugati, emellett a vízgyűjtő délnyugati részében (Pósa-völgy) a patak jobb partján jellemző a nyugati, délnyugati irányultság (4. ábra).

Bálics területe Pécs északi részén, a Mecsek déli előterében található kisvízgyűjtő. A lejtők döntő része nyugati és délies kitettségű, a meredekség pedig 0 és 36,2° között váltakozik. A vízgyűjtő Pécs területének legmagasabb részeit is érinti, legmagasabb pontja 389 méter, legalacsonyabb 161, így a relatív relief 228 méternek adódik. A vízgyűjtő és környezete részben karszt terület, amelyet a Misina Formáció triász karbonátos üledékei építenek fel. Ebből fakadóan jellemző a felszín alatti vízkészletben a rés-, és hasadékvizek jelentősége (LOVÁSZ GY. – WEIN GY. 1974).



4. ábra. A Sás-völgy nyugati (Pósa-völgyi) vízgyűjtőjének (a) lejtőmeredekségi és (b) kitettségi viszonyai (szerk.: HEGEDŰS P. 2013)

4.1.2. A Bükkösdi-víz vízgyűjtőjének hidrológiai és felszínborítási jellemzői

A vizsgált terület mérsékelt meleg – mérsékelt nedves klímával jellemezhető. Az évi csapadékmennyiség 650-700mm közötti. A 24 órás csapadékok közül a területen a legmagasabb összeg Pécs északi részén (124 mm), illetve Hetvehelyen (105 mm) fordult elő (DÖVÉNYI Z. 2010). A Bükkösdi-víz a terület legjelentősebb vízfolyása, mely pozitív vízmérleggel jellemezhető éves szinten – tehát adott időszakra vonatkoztatva a befolyó vizek aránya nagyobb, mint a kifolyó vizeké. A magas vízállás, illetve árvizek levonulása zömmel nyár elején történik. A Bükkösdi-vízgyűjtő területe 6 főbb részvízgyűjtőre osztható fel: Sormás-, Gorica-, Káni-, Sás-patak völgyei, Megyefa-árok, illetve a Bükkösdi-víz felső vízgyűjtője (2. ábra). Mindegyik részvízgyűjtő hasonló lejtő-, és völgsűrűségi viszonyokkal rendelkezik, ezért modellezésben való reprezentativitásuk ideálisnak mondható (PIRKHOFFER E. et al. 2008). A területen található települések közül Bükkösd és Hetvehely a vízfolyás

alluviális síkjának közvetlen közelében helyezkedik el, emellett Bükkösd településtől északra található öt részvízgyűjtő kifolyási pontja, így az különösen veszélyeztetettnek tekinthető árvízi szempontból. Egyes helyeken a folyómeder erős összeszűkülése figyelhető meg, ami szintén kritikus pontként értelmezhető az árhullám levonulása szempontjából. A Sás-patak nyugati völgyének (Pósa-völgy) átlagos esése 0,0336 m/m, továbbá a terület legmagasabb pontja és a kifolyási pont közti szintkülönbség 107 m. A vízgyűjtő területét elsősorban lombhullató erdő borítja (68%), amely főleg bükk (*Fagus sylvatica*) és gyertyán (*Carpinus betulus*) fajokot jelent, kisebb részben fűz (*Salix sp.*) is megtalálható, több helyen inkább a meder közelében. A vegetáció helyenként – természetesen az évszakos változás függvényében – a mederben is sűrűn burjánzik, így a víz szabad folyásában akadályt képez. Az erdős területek egy részén tarvágásos foltok találhatók, leginkább a patak nyugati folyása mellett, a terület középső részén (10-es mérőpont, 5. ábra) amelyek különösen kedveznek az összegyülekezési idő csökkenésének és a lefolyás felgyorsulásának. 28,6%-os a szántóföldek, illetve rét-legelőként művelt területek aránya, és igen kicsi (2,5%) a beépített felszínek részesedése a felszínborításból. A Sás-völgy területén a mezőgazdasági területek már nem jelennek meg, az erdő illetve a cserjés a teljes területet dominálja.

A másik mintaterület a Pécs északi részén a Bálics patak vízgyűjtője viszont jelentős mesterséges, burkolt felszínekkal jellemezhető (27% a *Corine Land Cover (CLC) 2000* adatbázis alapján), ami feltehetőleg növekedett az elmúlt években. Emellett jelentős a gazdasági művelés alatt lévő felszín aránya is (1. táblázat). Fontos megemlíteni, hogy maga a patak is többnyire mesterségesen kiépített mederben fut, amely a lefolyási energiát növeli.

1. táblázat. A mintavízgyűjtők felszínhasználati (fehér háttér, CLC 2000 alapján) és fizikai talajtípus (szürke háttér, AGROTOPO alapján) megoszlása a terület százalékában

	Bükkösd- víz	Sormás	Gorica	Kán	Sás-völgy	Bálicsi- vízgyűjtő
<i>Erdőterület</i>	68	81,53	89,91	76,93	95,05	7,73
<i>Cserjés</i>		9,48		1,87	4,95	
<i>Művelt terület</i>	28,6	8,9	10,08	21,18		65,5
<i>Beépített felszín</i>	2,5					26,8
<i>Vályog</i>	75,2	100		0,83	98,7	
<i>Agyagos vályog</i>	15,8		92,3	68,47	1,3	
<i>Agyag</i>			5,81	30,68		
<i>Durva vázrészek</i>						100

4.1.3. Talajtani viszonyok

A terület legjellemzőbb fizikai talajtípusa a vályog, illetve az agyagos vályog - saját mérések, Zalavári P. (2008) és Keresztény B. et al. (2011) alapján. Ez mind a Sás-völgyre, mind a Bükkösi-víz teljes vízgyűjtőjére is igaz. Ugyan az agyagos területek aránya nem túl nagy a talaj felső 15 cm-es rétegére vonatkoztatva, ugyanakkor a mélyebb rétegekben szinte mindenütt megfigyelhető agyagfrakció felhalmozódása (agyagbemosódásos barna erdőtalaj), így a mérések szempontjából ezek a pontok érdekesek lehetnek, mivel itt kiugró talajnedvesség értékek esetén a talaj telítődése, és így a víz lefolyása nagyobb, mint a vízgyűjtő más helyein. A genetikai talajtípus döntő többségében agyagbemosódásos barnaerdő talaj, amely országosan is a legjellemzőbb típus. A talajszelvény alsóbb szintjeiben általában egy erősen sötét agyag felhalmozódási szint figyelhető meg. ZALAVÁRI P. (2008) mérései alapján a teljes Bükkösi vízgyűjtő déli részén még jelentős arányban található meg a Ramann-féle barnaföld (7,5%) emellett a Sás-völgy északi és keleti felében főként a mészkövön kialakult rendzina található (4,9%), illetve a meredek lejtőkön jellemzőek a váztalajok. A talajok genetikai típusa és fizikai tulajdonságai mellett a talaj vastagsága is fontos szerepet játszik a beszivárgásban és a talaj vízháztartásában. Az MTA TAKI (Talajtani és Agrokémiai Kutatóintézet) által létrehozott adatbázis alapján a Sás-völgy területén maximum 40 cm a feltalaj vastagsága, azonban ennek pontatlanságára kutatócsoportunk terepi megfigyelései is rávilágítanak. KERESZTÉNY B. et al. (2011) geoelektromos ellenállás mérései alapján a Sás-völgy nyugat részvízgyűjtőjére megfelelően részletes adatokkal rendelkezünk a talaj-, üledék-, és málladéktakaró vastagság kapcsán, amely alapján a fedőüledék vastagsága átlagosan 4,6 méter a Pósa-völgyi mintaterületen. A mérésekből az is kivehető, hogy az értékek szórása viszonylag magas: a völgy középső szakaszán, ahol az összeszűkülő medret magas lejtők fogják közre, a talajvastagság 20 cm körüli, míg a legmagasabb értékek (10-12 m) a terület déli részén, illetve északon, a Pósa-völgyi ág torkolatánál figyelhetők meg. A feltüntetett értékek a málladék-, és talajtakaró együttes vastagságát jelölik.

4.2. A Sás-völgy monitoring hálózata

A kutatási módszerek két fő csoportja a csapadék-, és talajnedvesség adatok közvetlen mérése, illetve az árvízi hozamok vizsgálata statisztikai eszközökkel, illetve térinformatikai és hidrológiai modellezéssel. A közvetlen mérések adatai tehát input adatként szolgálnak a modellezéshez. A monitoring hálózat kiépítése során billenőedényes csapadékmérők, talajnedvesség szenzorok és vízállás mérők is kihelyezésre kerültek a vízgyűjtő területén (5. ábra). Mindazonáltal több paraméter meghatározása már létező adatbázison alapul, amely többnyire a térinformatikai függvények levezetéséhez, illetve a hidrológiai modell kalibrálásához szükséges.

4.2.1. Domborzati felmérés

A mérőhálózat kiépítésének megalapozásához sor került a Sás-völgy nyugati részvízgyűjtőjének domborzati felmérésére. Ennek során egy Topcon Hiper típusú differenciál GPS segítségével pontos meghatározásra került a patak sodorvonala, a partok futásának helyzete, illetve a későbbi mérőpontok koordinátái. Ez azért is szükséges, mert így a meder esetleges szűkülési vagy kimosódott részeit felmérve tudjuk, hogy hol lehet intenzívebb az árhullám levonulása. Mivel a műszer a z magassági koordináta értékek esetén jelentős szórást mutatott, ezért a magassági értékeket korrigáltuk Garmin típusú kézi GPS műszerrel. A felmérés során a szárazvölgyek elhelyezkedése, és hossza is felmérésre került, a lefolyásban szerepet játszó domborzati elemek pontosítása miatt.

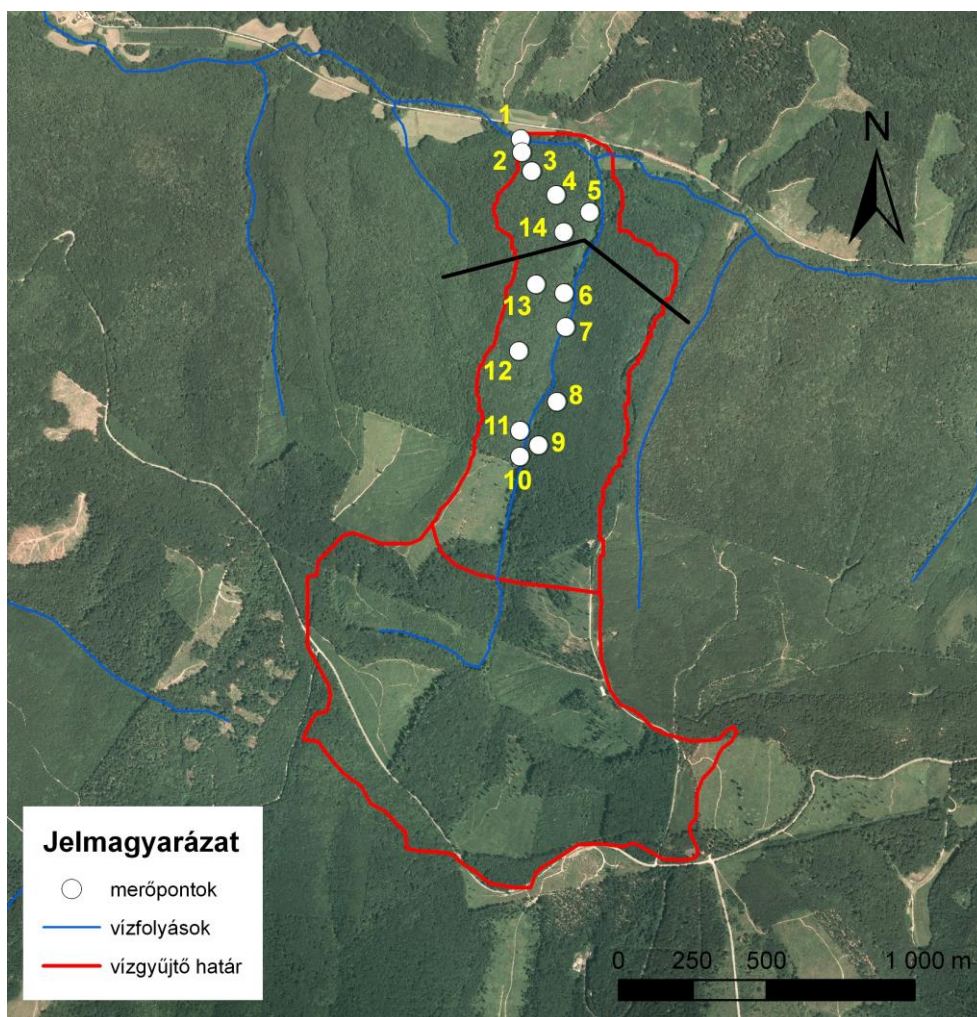


5. ábra. Néhány, a Pósa-völgy talajtani és hidrometeorológia monitoring esetében használt szenzor és mérőeszköz (órámutató járásával megegyezően a bal felső sarokból kiindulva: billenőedényes csapadékmérő és adatgyűjtő, vízmérce, multielektrodás geoelektromos VESZ szonda, TDR-elvű talajnedvesség mérő szenzor)

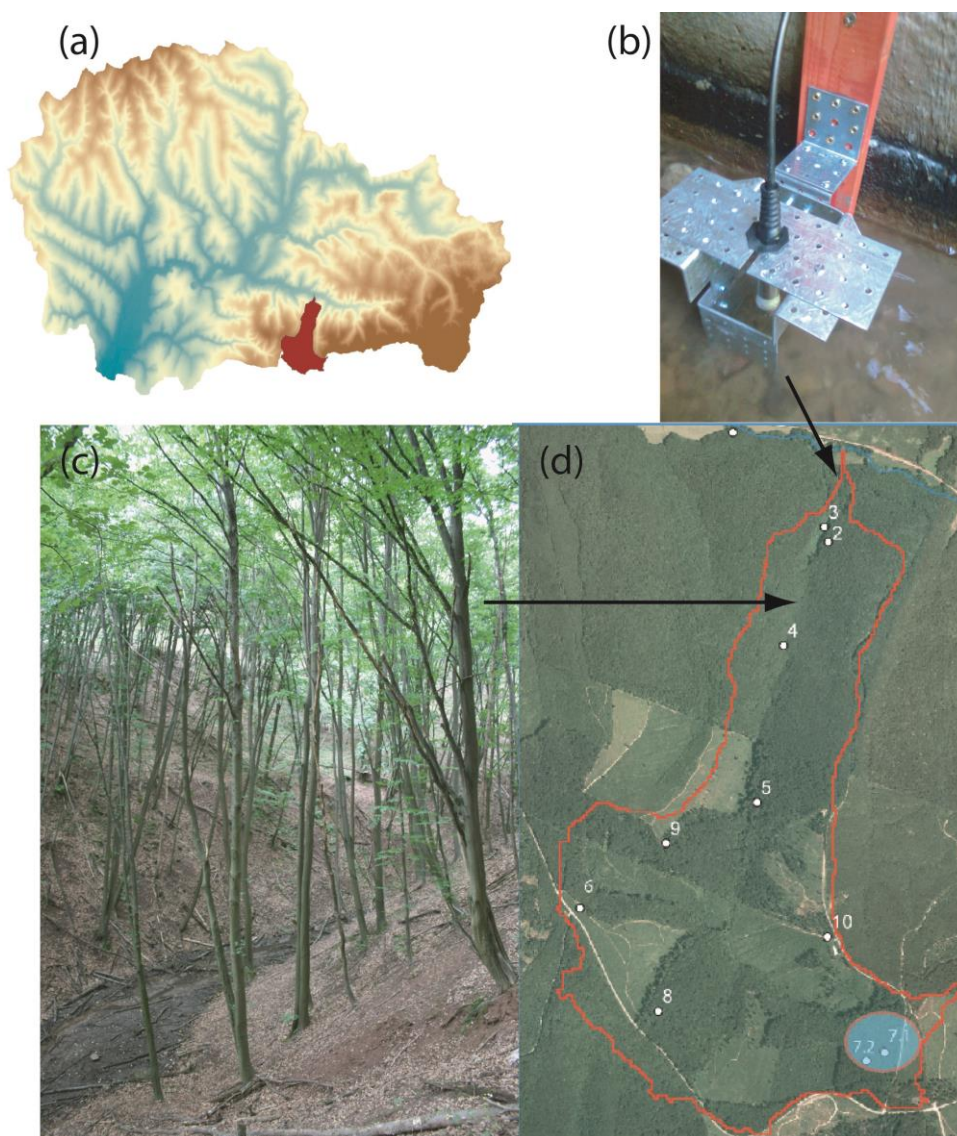
4.2.2. Csapadék és talajnedvesség monitoring, vízhozam mérések a Pósa-völgyben

Mivel a csapadék és a talajnedvesség térbeli eloszlása rendkívül fontos peremfeltételek a lefolyásvizsgálathoz, továbbá a hidrológiai modellekben is alapadatként kezelendők, ezért kiépítésre került a Sás-völgy nyugati részvízgyűjtőjében (Pósa-völgy) egy monitoring hálózat a jelentősebb paraméterek mérésére. A talajnedvesség mérésére 2008-tól kezdődően került sor, 14 rögzített ponton (5. ábra). A méréshez hordozható TDR (*Time Domain Reflectrometer*) típusú talajnedvesség szenzort használtam (Spectrum TDR-300, Planfield, Illinois, Egyesült Államok). A mérések 0-20 cm-es mélységben történtek rozsdamentes acél elektródával. A műszer előzetes kalibrációja a PTE Földrajzi Intézet Talajtani laboratóriumában történt, szárítószekrény száraz talajminták graduális újrantedvesítésével. A mérések 1-3 hetes intervallumban történtek 1 éven keresztül 2008. szeptember 5. és 2009. szeptember 5. között, amelyből adathiányos időszak a téli hónapokban fordult elő, mivel a feltalaj fagyott állapota és a hótakaró miatt ebben az időszakban nem került sor mérésekre.

2010 őszén szintén egy hetes intervallumban folyamatos talajnedvesség mérések történtek a Pósa-völgy alsó szakaszán egy kiválasztott, és előzetesen GPS-el felmért keresztaszvénben. Ennek célja, hogy a talajnedvesség változását részletesen megfigyelhessük a lejtő és magasságviszonyok függvényében, továbbá a meder közelében. A teljes szelvényben 3 méteres közőkkel 20 cm-es mélységben mértem a talajnedvesség tartalmát. A keresztaszvén azért került kiválasztásra a torkolathoz közel, mert itt a kifolyási pont előtti területen a patak medre kiszélesedik, így még jelentősebb szerepe van az áradás levonulásában (6. és 7. ábra). A völgytalp ezen a helyen 40 méterre szélesedik ki. A meder 190 méteres magasságban helyezkedik el, a nyugati oldal lejtője 238, míg a keleti lejtő 247 méternél éri el a vízválasztót. Érdekes lehet továbbá a szelvény nyugati-, és keleti oldalának összehasonlítása, mivel eltérő domborzati feltételekkel rendelkeznek, így a lefolyás-, és beszivárgás viszonyok is eltérőek lehetnek, amelyre a talajnedvesség változásából következtethetünk.



6. ábra. A talajnedvesség mérésekhez kijelölt 14 monitoring pont és keresztaszvén (feketével)



7. ábra. (a) A Pósa-völgy elhelyezkedése a Bükkösi-víz vízgyűjtő területén belül, (b) a Pósa-völgy kifolyó pontján elhelyezett DATAQUA típusú vízállás szenzor, (c) tipikus tájkép a Pósa-völgy középső szakaszán, (d) A hidrometeorológiai mérőállomások elhelyezkedése a Pósa-völgyben

A szelvény talajtani adatainak pontosabb megismeréséhez talajminták vételezésére került sor Vér-féle mintavevő csövek segítségével. A mintákat laboratóriumi vizsgálatoknak vetettük alá a szervesanyag (humusz) tartalom meghatározásának érdekében. Ennek során 0,1 gramm talajminta került elemzésre minden mintavételi pontról, minden minta esetében 3 szubmintát elemeztünk. A mintákhoz 1 ml kálium-bikromát ($K_2Cr_2O_7$) és 2 ml kénsav (H_2SO_4) oldat, illetve 10 ml desztillált víz hozzáadása történt meg. A minták leszűrése után a kapott oxidációs oldatot spektrofotométerrel (Biochrome Libra S12, Cambridge, Anglia, Egyesült Királyság), 585 μm -es hullámhosszon mértem meg. A műszer adott hullámhosszon

történő fényelnyelődést, abszorbancia értéket mér, amelyet egy előzetesen bemért törzsoldathoz viszonyítva pontosan kiszámíthatjuk a minta szervesanyag tartalmát.

A talajok nedvességtartalmának meghatározását szintén laboratóriumban, szárítószekrényben végeztem el, melynek során a minták szárítószekrénybe kerültek 24 óra időtartamra 105°C hőmérsékleten BLAKE, G.R. – HARTGE, K.H. (1986) leírását követve. A szárítás utáni tömegvesztéséből kaptam meg a tömegalapú nedvességtartalmat (θ_g). A szervesanyag tartalom mellett a talajok porozitásának vizsgálatához a 14 mérőponton is sor került mintavételre (ugyanazokon a pontokon, ahol a talajnedvességtartalom méréseket végeztük, lásd később), amelynek meghatározása FLINT, A.L. – FLINT, L.A. (2002) alapján a következő:

$$\varepsilon = 1 - \left(\frac{\rho_b}{\rho_s} \right) \quad (1.1)$$

ahol ε a porozitás, ρ_b a térfogattömeg és ρ_s a fajlagos sűrűség értéke. A porozitás értékét a talajnedvesség átszámításához is fel kell használni, mivel a TDR műszer az adatokat térfogati alapon meghatározott mértékegységben rögzíti ($\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$) ugyanakkor a HEC-HMS programban a talajnedvesség inputot százalékos arányban adhatjuk meg. Az átváltáshoz az alábbi egyenlet használható fel:

$$S = \theta_v \varepsilon^{-1} \cdot 100 \quad (1.2)$$

,ahol S a víztelítettség, θ_v a talajnedvesség térfogati alapon meghatározott értéke, és ε a porozitás.

4.2.3 Hidrometeorológia és talajnedvesség monitoring

További csapadék és talajnedvesség adatok rögzítésére kihelyezésre került a völgy 11 pontján adatgyűjtővel ellátott ECRN-100 (felbontás: 0,2 mm) típusú csapadékgyűjtő, illetve a talaj 20 cm-es mélységébe 5-TM típusú talajnedvesség, és hőmérsékletmérő szenzor. Mindkét mérőeszköz, továbbá az EM-50 típusú adatgyűjtő a Decagon (Decagon Devices Inc., Pullman, WA, Egyesült Államok) cég gyártmánya. A csapadék és a talajparaméterek rögzítésére 10 perces időintervallumokban került sor. Egyéb csapadékadatok begyűjtésére a Hetvehelytől délre elhelyezkedő meteorológiai állomásról (Mecseki Ércbányászati Vállalat és a Dél-Dunántúli Vízügyi Igazgatóság működtetésében) volt lehetőség, a 2005-ös évtől kezdődően.

A bálicsi vízgyűjtőn történő modellezéséhez a Pécsi Tudományegyetem Természettudományi Karán működő meteorológiai állomás adatait használtam fel, ahol szintén kihelyezésre került a fent említett csapadék-, és talajnedvesség mérő eszköz, továbbá a csapadékmérések pontosítására egy Hellman-típusú kézi csapadékmérő, amelynél az aktuális csapadékesemény után rögzítettem a mért mennyiséget (utóbbi esetben csak napi adatok).

Vízhozam adatokat a Pósa-völgyben és a Bálicsi-patakon kitelepített Dataqua membrános vízállásmérő (*pressure transducer*) segítségével (Dataqua Kft. Balatonalmádi) gyűjtöttem. A vízállásméréshez meghatározott időközönként hozammérések kapcsolódtak. A hozamméréseket eleinte köbözéssel (vízhozamtól függően 12 liter űrtartalmú vödör vagy 90 literes mérőkád felhasználásával), később OTT MF Pro vízsebesség mérő készülékkel végeztem. A vízsebességmérő eszköz képes a vízmélység meghatározására, ezáltal a keresztaszvénny felvételére is. A vízsebességméréseket legalább 5 függélyben végeztem el (a szelvénny szélességének függvényében), míg függélyenként a vízsebesség mérése 2 mélységben történt. A hozammérések és a vízállás mérések alapján felvázolt Q - h vagy vízhozam görbe másodfokú polinomiális ($R^2=0,912$), illetve exponenciális ($R^2=0,822$) illesztéssel bizonyult a legpontosabbnak. A görbe alapján a vízállás adatok (cm) átszámolhatók vízhozam adatokká ($m^3 s^{-1}$). A számításokhoz használható a CHÉZY, A. (1775) által kifejlesztett formula is:

$$Q = A \cdot C \cdot \sqrt{R \cdot S} \quad (1.3)$$

ahol Q a vízhozam, A jelöli a szelvénnyterületet, R a hidraulikus sugár értéke, S a meder esése, C pedig a sebességtényező, amely a Manning-féle meder érdességi paraméter és a hidraulikus sugár segítségével adható meg.

További vízhozam adatokat biztosított a Sás vízgyűjtőre a Dél-Dunántúli Vízügyi Igazgatóság (DDVIZIG) illetve a Bükkösdi-vízgyűjtő több részvízgyűjtőjére a Mecsekérc Zrt. (korábban: Mecseki Ércbányász Vállalat). A vízhozam regisztráló műszerek 2005-től rögzített adatait szintén felhasználtam a modellezés során. A vízhozam mérések 30 perces intervallumokban történtek, de sok esetben néhány órás adathiány is előfordult, ennek kiküszöbölésére az időben legközelebb mért adatok átlagolásával kerültek megállapításra az egyes értékek.

4.2.3. Az árhullámok és az összegyülekezési idők számítása

Az árhullám adatok feldolgozása során meghatároztam az egyes részvízgyűjtőkön (Sás-, Káni-, Gorica-, Megyefai-, Sormás-, és Bükkösd-felső vízgyűjtők) a heves zivatarok során kialakult árhullámhoz tartozó összegyülekezési időt. Ez azért szükséges, mert a legtöbb hidrológiai modell közvetlenül, de közvetetten mindenképp figyelembe veszi a lefolyás számításánál ezt a paramétert, így annak mért vagy számított értékei szükségszerűek a pontos modellezéshez. A mért és számított adatok esetenként tág intervallumban szóródtak, ezért szükséges volt egyfajta lehatárolás a különböző megközelítések alapján. Így megállapítható, hogy milyen tartományban tekintjük a bemeneti paramétereket reálisan változtathatónak. Szintén input paraméterként került felhasználásra a tározási együttható is (GRAF, J.B. et al. 1982). Az összegyülekezési idő számításához a csapadékesemény kezdete és az árhullám görbe maximumának időpontja között eltelt időszakot vettem figyelembe. Meghatározásra került emellett az adott időszakokhoz kapcsolódó maximális csapadékkintenzitás is. A számításnál a $0,4 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ -ot meghaladó vízhozamokat vettem figyelembe, továbbá a csapadékesemény végét a legalább 30 percig tartó csapadék szünet jelentette a számításnál. Mivel a kapcsolódó szakirodalomban többször előkerült az összegyülekezési idők kérdése, amely ráadásul többféle megközelítést tartalmaz, ezért szükségesnek éreztem a különböző számítások verifikálását kisvízgyűjtők esetén is. Árvízhozam számítások kapcsán alkalmaztam többek között a CHOW, V.T. et al. (1988) által leírt, és Wisnovszky szerint módosított számítást (KONTUR I. et al. 2003):

$$\tau = \frac{L^2}{\sqrt{AI}} \quad (2.1)$$

ahol τ az összegyülekezési idő (h), L a völgy hossza km-ben kifejezve, A a vízgyűjtő területe (km^2) és I pedig a völgy esését kifejező dimenzió nélküli szám. Mivel a legtöbb összegyülekezési idő számítására kifejlesztett egyenlet a fenti tényezőkön túl meder érdességi paramétereket is figyelembe vesz, ezért alkalmaztam a Kirby-féle egyenletet is (WANIELISTA, M. et al. 1997):

$$T_c = \left(\frac{Ln}{s^{0,5}} \right)^{0,467} \quad (2.2)$$

ahol L a vízvásztó és vízgyűjtő kifolyási pontja közötti közepes távolság méterben, n a felszín típusa alapján meghatározott érdességi paraméter, és s az átlagos meredekség értéke (m/m). Általánosan elmondható, hogy az érdességi paraméterek a különböző egyenletekben más-más módon kerülnek meghatározásra, ezért ennek kiválasztása megfelelő körütekintést és terepismeretet igényel, hogy pontos összegyűlekezési időkkal számolhassunk.

A tetőző vízhozamokat modellek segítségével határoztam meg. Ezeknek több csoportját vizsgáltam (a) empirikus, (b) számítógépes, numerikus modellek. A tetőző vízhozamok számítására a szakirodalom többféle módszert ismer, amelyek hasonló szempontok alapján, de a különböző paramétersúlyozással kerültek kidolgozásra, régiók szerint eltérően (ZSUFFA I. et al. 1996). A lefolyási tényezők meghatározásához a Vízügyi Műszaki Segédletek (VMS 1977a; 1977b; 1977c; 1977d; 1977e) szolgálatnak megfelelő információt. A tetőző hozamok alkalmazásával egyrészt megvizsgáltam, hogy hogyan alkalmazhatók az egyes számítások a kisvízgyűjtők esetében, másrészt pedig hogy az adott módszerek mennyire közelítik meg a mérések során kapott vízhozam eredményeket. A korreláció érdekében különböző gyakoriságokat, illetve visszatérési időket vettem figyelembe, illetve a kapott adatokat nem csak egymáshoz, hanem a fajlagos lefolyáshoz (vízgyűjtő területre vetített lefolyás) és az adott lefolyási együtthatóhoz is viszonyítottam. A számítási metódusok a magyarországi területekre empirikusan kidolgozott, többnyire terület specifikus eljárások. Az analízis során öt jelentősebb módszert vettem figyelembe, nevesítve ezek a Csermák-, Kollár-, Koris-, Virág-módszer, illetve az ún. Racionális vagy Babos-módszer, ezek mindegyikét alkalmaztam a Bükkösdi-víz öt kiválasztott vízgyűjtőjére, a hasonló domborzati-, és hidrológiai feltételek kapcsán. A Csermák-féle módszer alapján:

$$Q_{p\%} = rB\sqrt{A} \quad (2.3)$$

ahol $Q_{p\%}$ az adott valószínűséggel bekövetkező tetőző árvízhozam, r az előfordulási valószínűségi szorzótényező, B (a segédlet izometrikus térképe alapján leolvasható) árvízi tényező értéke, A pedig a vízgyűjtő területe. A módszert a hazai vízrajzi sajátosságok alapján dolgozták ki, azonban alapvetően 25 és 3000 km² közötti vízgyűjtő területre optimalizált, így a kisvízgyűjtők esetén nagyobb hiba határértékkel kell számolnunk. A Koris-, és Kollár-féle számítási módszerek esetén a lefolyási viszonyok megállapítása után többféle vízjárás típusra is számolhatunk (átlagos, kiegyenlített, illetve heves vízfolyás). A számítások során

mindhárom típust figyelembe vettem, és ezek szerint változtattam a lefolyási együttható értékét. A Koris-féle vízhozam számításához használt egyenlet a következőképp alakul (KORIS K. 2002):

$$Q_{p\%} = a_i q_{5\%} A \quad (2.4)$$

ahol a_i a számítani kívánt, és az öt százalékos vízhozam arányaként adódó dimenzió nélküli szám, $q_{5\%}$ az öt százalékos valószínűséggel tetőző vízhozam, A pedig a vízgyűjtő területe km^2 -ben. Hasonlóképp számol a Kollár-féle módszer is, de itt a képlet a tíz százalékos valószínűséggel tetőző fajlagos vízhozamot veszi alapul (KASZAB F. 2009):

$$Q_{p\%} = a_{p\%} A Q_{10\%} \quad (2.5)$$

ahol $a_{p\%}$ a különböző valószínűségi vízhozamok aránya (a segédlet grafikonjáról olvasható), A a vízgyűjtő területe, illetve $Q_{10\%}$ a tíz százalékos valószínűséggel tetőző fajlagos vízhozam. A módszer elsősorban 500 km^2 alatti vízgyűjtőkre ad kis hibaszázalékos értékeket. Az előbbieken felsorolt módszerekhez képest összetettebb az eredetileg MULVANEY, T.J. (1851) által urbánus vízgyűjtőn kidolgozott ún. racionális módszer. Lényegi elve az, hogy az adott valószínűséggel előforduló csapadékintenzitást úgy határozza meg, hogy annak ideje megegyező legyen a szelvényben történő összegyülekezési idővel. Az adott valószínűségre számított vízhozam a következők szerint alakul:

$$Q_{p\%} = \alpha i_{p\%} A \quad (2.6)$$

, ahol α a felszínborítás függvényében meghatározandó lefolyási tényező, $i_{p\%}$ az adott valószínűségű csapadékintenzitás, A pedig a vízgyűjtő területe. A módszer figyelembe veszi a felszíni paramétereket és a vízgyűjtő alakját is. Végül, de nem utolsó sorban a Virág-féle számítás került tesztelésre, amely a hazai gyakorlatban kevésbé elterjedt, viszont széles vízgyűjtő területi tartományt jelenít meg, így elméletben több változó feltételek mellett is megfelelően alkalmazható. Az adott valószínűséggel tetőző vízhozam az alábbiak szerint alakul:

$$Q_{p\%} = q_{p\%} C_{p\%} A \quad (2.7)$$

ahol $q_p\%$ a becsült fajlagos lefolyás, $C_p\%$ a fajlagos korrelációs együttható, A pedig a vízgyűjtő kiterjedése. Az egyes módszerek együtthatói esetekben több paraméterre bonthatók, melyek megállapítása a dolgozat részét képező melléklet segítségével, továbbá a szakirodalmi adatok alapján történt.

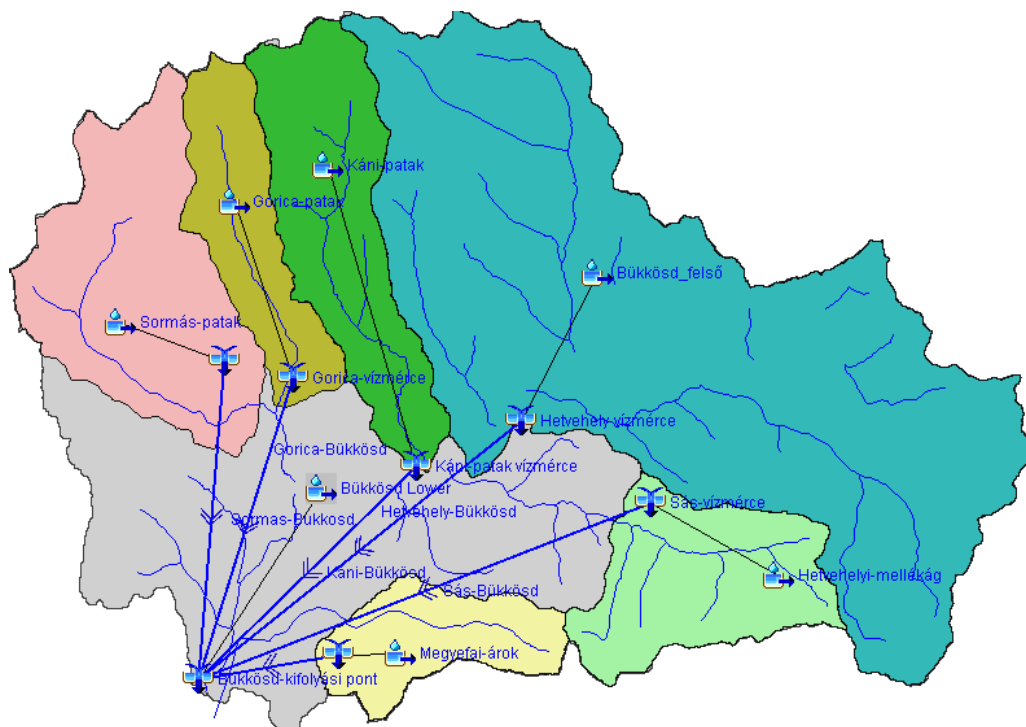
4.3. Numerikus modellezés - MIKE 11 és HEC-HMS - parametrizáció

4.3.1. Felhasznált adatbázisok

A domborzati paraméterek vizsgálatához és a hidrológiai modell kialakításához az ArcGIS/ArcMap 9.3. verziójú térinformatikai szoftvercsomagot használtam. Az alapvető domborzati paraméterek a Bükkösi-vízgyűjtő 10 méteres felbontású domborzati modelljéből (*Digital Elevation Model*, DEM) kerültek meghatározásra, illetve a Bálicsi-vízgyűjtő esetén ez 50 méteres pontosságú hasonló modell segítségével történt. A talajtani vizsgálatokhoz felhasználásra kerültek a VÁRALLYAY GY. et al. (1979; 1980a; 1980b) és VÁRALLYAY GY. (1985) által szerkesztett talajtani térképek. A felszínborítási adatokhoz az Európai Környezetvédelmi Ügynökség (*European Environment Agency*, EEA) által kidolgozott *Corine Land Cover* (CLC 2000) digitális adatbázist használtam fel. A program beépített függvényei közül a domborzati modellen történő elemzés és a hidrológiai alkalmazás kapcsán a *Spatial Analyst* modul *Hydrology* és *Surface* függvényeit használtam fel. A térbeli eloszlás vizsgálatokhoz elengedhetetlen az interpolációs függvények alkalmazása, melyek közül az ún. *Kriging* és az *Inverse Distance Weighting (IDW)* megközelítések kerültek előtérbe. Ezeknek az interpolálási eljárásoknak a lényege, hogy a távolsággal arányosan (illetve négyzetes arányosságban) töltik ki azokat az üres pontokat (pixeleket) a vízgyűjtő területén, ahol mérési adat nem áll rendelkezésre. Természetesen így minél sűrűbb a mérési helyek száma, annál pontosabb, illetve árnyaltabb képet kapunk a területi teljes eloszlásról. A megközelítés alapján tehát egy idealizált térbeli viselkedést kapunk az adott tényező vizsgálatáról, a korábbi mérési eredmények bővítésével. A módszer pontosságát a programban létrehozható szemivariogram segítségével ellenőrizhetjük, amely azt mutatja meg, hogy egy adott pontból számított jellemző érték mennyire terjeszthető ki (HUZSVAI L. et al. 2005).

A HEC programcsalád egyik része az Egyesült Államokban kifejlesztett (Davis, CA, Egyesült Államok) hidrológiai modellező program, a HMS (*Hydrologic Modeling System*), melynek 3.5. verzióját használtam a hidrológiai elemzések, és lefolyásvizsgálatok céljából. A program a csapadék és lefolyás viszonya közötti analízist valósítja meg, a vízgyűjtőre vetítve. Előnye, hogy sokféle input paramétert vesz figyelembe, így a mintaterület komplexen vizsgálható talajtani és hidrológiai szempontból is, továbbá az egyes almodulok beállítása különböző metódusok alapján lehetséges. Hátránya azonban, hogy igen sok bemeneti paraméterrel kell rendelkezni a megfelelő beállításokhoz. A programcsalád másik csoportja a GeoHMS szoftver, ami lehetővé teszi az eredmények GIS környezetbe való exportálását, illetve megjelenítését.

A HEC-HMS program beállításai során először egy vízgyűjtő modellt (*Basin Model*) építettem a programban, majd meghatároztam a részvízgyűjtők területét (*Subbasin*) (8. ábra). A tényleges domborzati modell ennek a felépítésnek nem képezi alapját, azonban a domborzati paraméterek az egyes részösszetevőkön keresztül beépítettek a lefolyási modellbe (ilyen például az összegyülekezési idő, amely nagyban függ a domborzattól).



8. ábra. A Bükkösi-vízgyűjtő felépítése a HEC-HMS programban

A programban két fő modul van, amelyekben különböző függvények kiválasztásával a számítási metódust adhatjuk meg. Itt minden esetben az úgynevezett *Clark Unit Hydrograph* függvényt választottam, amelynek segítségével az egységárhullám modellezhető (STRAUB, T.D. et al. 2000; GREEN, J.I. – NELSON, E.J. 2002). A másik fő modul esetén a veszteségi paraméterek adhatók meg (*Loss Method*) ahol a beszivárgás, kezdeti talajnedvesség és az intercepció vonatkozó beállításait szükséges megadni. Itt a *Soil Moisture Accounting* - a felszíni lefolyás és a beszivárgás arányát figyelembe vevő modul - és az úgynevezett *Initial and Constant* módszereket alkalmaztam. Ez utóbbi egyszeri kezdeti veszteséget tételez fel, majd ha ez a mennyiség az összegzett csapadék alapján pótlódik, akkor folyamatos, időben állandó veszteséggel számol a modell, kisebb intenzitással.

A program a kalibrációhoz rendelkezik egy optimalizálási eljárással (*optimization trial*), ezt az optimumkeresést az úgynevezett *Nelder Mead* (NELDER, J.A. – MEAD, R. 1965) módszerrel alkalmaztam.

A hidrológiai modellezéshez felhasználásra került a DHI (*Danish Hydraulic Institute*) által kifejlesztett MIKE 11 szoftver, amely kifejezetten a folyami hidrológia modellezéséhez használt, napjainkban egyre szélesebb körben terjedő hidrológiai program. A MIKE program egy osztott paraméteres modell, amely az adott vízgyűjtőn a felszíni lefolyást különböző paraméterekkel, részleges cellákra osztottan vizsgálja. Elsősorban a felszíni áramlási viszonyoknak a leképezésére alkalmas, 1D-s modell. Előnye, hogy kevésbé összetett, mint a többdimenziós modellek, így alkalmazása is egyszerűsített. A dolgozat témájához kapcsolódóan azonban többféle elemzésre is alkalmas, amely az árvízi paraméterek vizsgálatánál szükséges. A modell része egy csapadék-lefolyás kapcsolatokat vizsgáló modul, amellyel vizsgálhatunk részletes csapadék-lefolyás kapcsolatokat. A *NAM* csapadék lefolyás elemző modul egy halmozott paraméterű, konceptuális megközelítés, amely a vízgyűjtőt egységként kezeli, az adott paraméterek átlagával írja le a fizikai folyamatokat. A modellt vizsgálva DOULGERIS, C. et al. (2012) valamint HAFEZPARAST, M. et al. (2013) is hangsúlyozzák a talajvíz paraméterek beállításának fontosságát, amely a modell lefutását szignifikánsan pontosítja. A módszer sok paraméter beállítását teszi lehetővé, amely a csapadék és párolgás adatok kalibrációjával pontos képet adhat a vízgyűjtőn levonuló árhullámról. Ugyan a sok tényező beállítása miatt egyes paraméterek súlya a modellben csökken (BUTTS, M.B. et al. 2004), mégis alacsonyabb vízgyűjtők esetén, kisebb árhullámokra a modell leképezése meglehetősen pontosnak mondható (AHMED, F. 2010; 2012). Az egységárhullám módszer (Unit Hydrograph Modul, *UHM*) a veszteségi

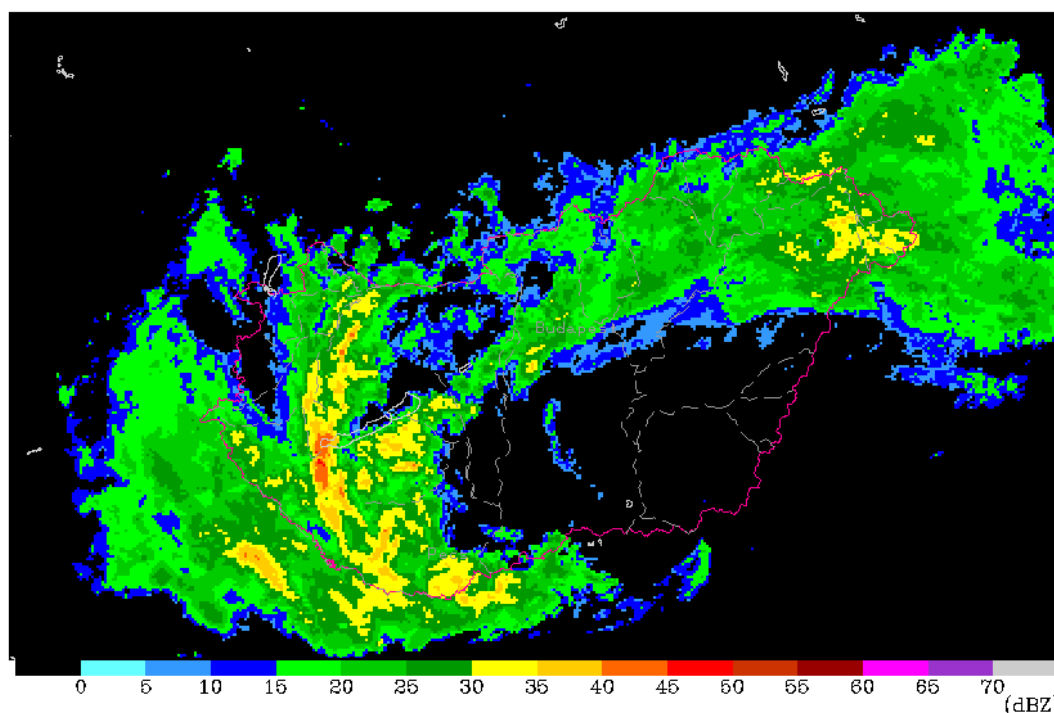
paraméterek beállításával dolgozik, illetve egy csapadékeseményre vetített sztenderd árhullámot is (SCS módszer) leképez. Felhasználtam továbbá a MIKE 11 *Urban* csapadék-lefolyás elemző modulját is, amely 1, összegyülekezési idő és terület, illetve 2, nem-lineáris tározó elvén számít vízhozamokat, további előnye, hogy a burkolt vagy impermeábilis felszínek aránya, és tulajdonságait is részletesen paraméterezhetővé teszi (DHI 2003). A MIKE 11 parametrizációja során többféle peremfeltétellel dolgozhatunk, amelyek egy részét a program automatikusan állítja be, vagy számolja, például a Q - h kapcsolati görbe értékeit. Más paraméterek azonban tetszőlegesen változtathatók, ilyen például a meder érdesség értéke. Ennek számítására több módszer is kínálkozik. A korábbi számítások alapján, és a széles körben alkalmazott megközelítések közül kiindulva a Manning-féle n értékkel dolgoztam. Fontos peremfeltétel továbbá a talajnedvesség értéke, az intercepció értéke, vagy a talaj fizikai tulajdonságainak beállítása, amelyet a modellben szintén kiemelten kezeltem.

Ahogy az eredmények kapcsán is észrevehető, a talajnedvesség értéke térben és időben gyorsan változó tényező. Ezáltal egyfelől a lefolyásra és a beszivárgásra jelentős hatást gyakorol, melyek a hidrológiai modellek szerves részét képezik (CORRADINI, C. et al. 1999; KLAASEN, W. et al. 1998) Mindemellett az alkalmazott hidrológiai modellekben a tényező jelentős szerepet kap a parametrizáció során, emellett az eredményeket is jelentősen befolyásolja. Az összegyülekezési idők kapcsán pedig elmondható, hogy az egységárhullám képeire mind a tetőzés, mind pedig az időbeli megjelenés függvényében meghatározó. Az összegyülekezési idők emellett a tetőző vízhozam számítási módszerek legtöbbszörében is fontos szerepet töltenek be. A meghatározásukhoz kidolgozott egyenletek, és a számítási megközelítések azonban több esetben jelentős különbségeket eredményeznek, illetve ezek az eredmények esetenként nehezen alkalmazhatók a kisvízgyűjtők árhullámjainak számítására. A fent említettek kapcsán így a dolgozatban kiemelt figyelmet szántam a talajnedvesség változásainak a leképezésére és megfigyelésére, továbbá az összegyülekezési idők számítási módszereinek összehasonlítására, és alkalmazásnak eredményeire.

A disszertációban szereplő matematikai-statisztikai összefüggések számításához (szórás, lineáris regresszió, t-próba stb.) felhasználásra került a *Microsoft Office Excel* 2003, illetve 2007-es verziója. Az ábrák illusztrálásához továbbá az *OriginPro* 8 és az *Adobe Illustrator CS 5.1-es* szerkesztőprogramot használtam. Az egyenletek szerkesztéséhez emellett a *MathType* 6.8-as program volt segítségemre.

4.4. A modellezett árvízi események karakterisztikája a Bükkösdi-vízfolyáson

A modellezéshez a mérési időszakból két különböző típusú eseményt választottam ki, amelyek összehasonlítása önmagában is érdekes lehet, emellett a modellfuttatásokhoz viszonylag megfelelő mennyiségű adat állt rendelkezésre az adott időszakból. Az egyik modellezett esemény a 2010. május 15-17. között levonuló árhullám méréseihez kapcsolható. Ebben az időszakban a mediterrán ciklontevékenység hatására (9. ábra) jelentős csapadékmennyiség hullott le viszonylag rövid idő alatt. A csapadékösszeg a 72 órás csapadék eseményre 155 mm volt (hetvehelyi mérés), amely a korábbi évek viszonylatában is kiemelkedő. A csapadék intenzitása ugyan alacsony maradt az esemény idején, ennek ellenére a Bükkösdi-vízen a tetőző árhullám vízhozama meghaladta a $8 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ -os értéket. Az árhullám levonulása emellett több napig tartott, amely egy kis vízgyűjtő esetében igen ritkának mondható.



9. ábra. A kiválasztott csapadékeseményt létrehozó ciklon maximális kiterjedése idején (2010. május 16. 02h45m) (forrás: Horváth Ákos, OMSZ).

A kiválasztott esemény során mért csapadék és vízhozam adatok a hetvehelyi vízmérce (Dél-Dunántúli Vízügyi Igazgatóság kezelésében) mérései alapján kerültek felhasználásra (Bükkösdi-víz). Mivel az adott időszakban a vízgyűjtőn talajnedvesség mérő szenzor nem volt elhelyezve, ezért a kapcsolódó talajnedvességet hasonló időszak mérései alapján becsültem.

A modellezéshez szintén felhasználásra került egy rövid idejű, intenzív csapadékesemény, amely a tavaszi, illetve kora nyári időszak jellemző intenzív csapadékeseményeihez kapcsolódik. A 2012. októberi időszakban lehullott csapadék idején már mindkét elemzett vízgyűjtőn kihelyezésre kerültek monitoring szenzorok, így a csapadék, talajnedvesség mérésére is több adat állt rendelkezésre. A Sás-völgy közelében a hetvehelyi vízmérce, továbbá a Bálicsi-vízre telepített Dataqua típusú vízállásmérő adataiból (a Q-h kapcsolati görbe egyenlete alapján átszámolva) a vízhozam változásait is nyomon követhettem, és mint validáláshoz paramétereket, a modellben felhasználtam.

5. Eredmények és értelmezésük

5.1. A csapadék területi és időbeli eloszlása Pécsen és környékén

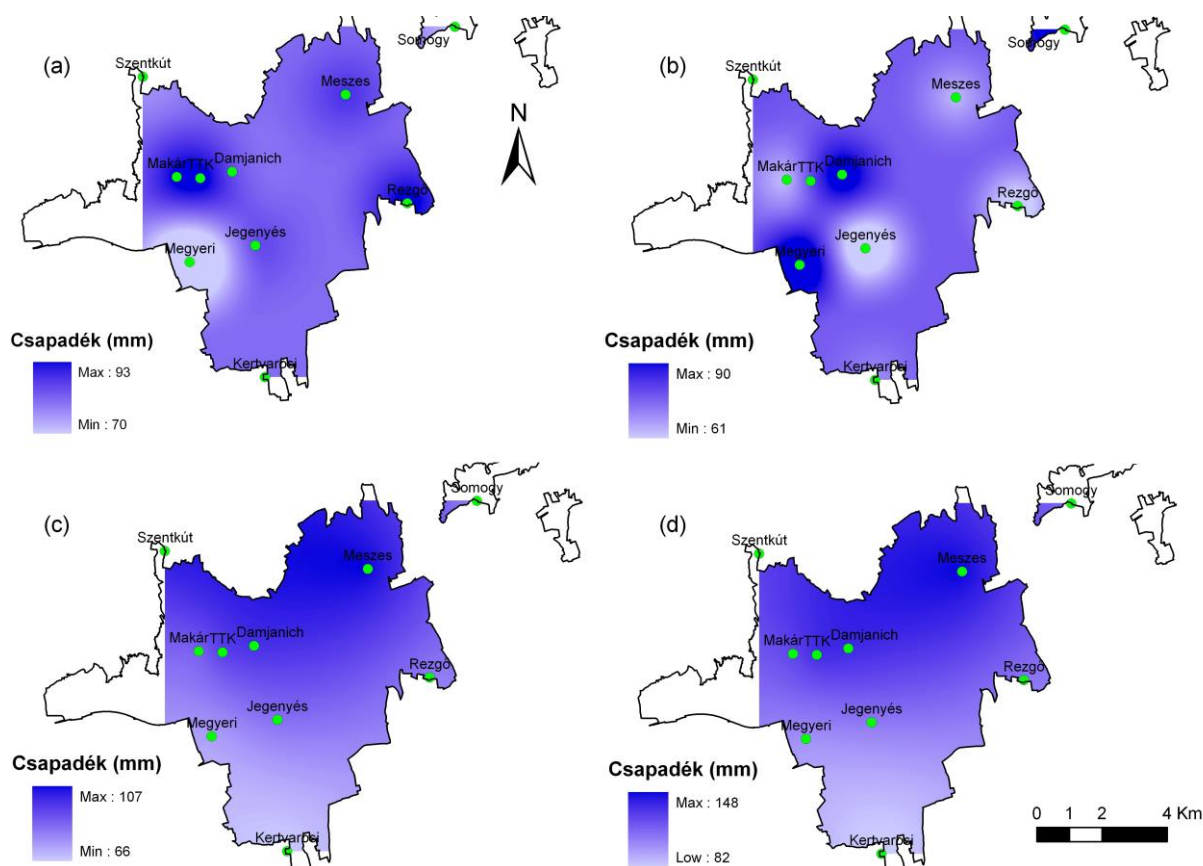
5.1.1. A csapadék térbeli eloszlása és mintázata a vizsgált területen

Az árhullám képek hidrológiai szempontú elemzésekor kiemelkedő fontosságú befolyásoló tényező a csapadék. A csapadék eloszlásának meghatározása így térbeli és időbeli szempontból is kulcskérdés, amelyet a domborzat hatása nagyban befolyásol. Ezért vizsgálataimkor különös hangsúlyt fektettem a vizsgált vízgyűjtőkön, illetve azok közvetlen közelében megfigyelt csapadékok időbeli eloszlásra és térbeli mintázatára. Emiatt elemzéseim során pontosítottam a csapadék térbeli és időbeli jellemzőit, a bemeneti paraméterek megalapozása céljából.

A csapadék és talajnedvesség adatok gyűjtése elsősorban a 2011-12-es időszakra terjedt ki részletesen a Sás-völgy és 2013-ban a Bálícsi-patak vízgyűjtőjét illetően. Pécs területére 2012 júliusától a Tettye Forrásházzal közösen megkezdődött egy Boreas-típusú (gyártó: Boreas Kft., Érd, mérési pontosság: 0,1 mm) billenőedényes csapadékszenzorokból álló 10 mérőállomást számláló hálózat kiépítése is, melynek területi eloszlását a *10. ábrán* pontokkal jelöltem. A mérőhálózat adatait a Tettye Forrásház rögzíti kvázi valósídejű módban, tehát a mérés időpontjában, 0,1 mm-es pontossággal. A mérőhálózat adatait a jobb térbeli sűrűség érdekében további mérőpontok adataival egészítettem ki, így a területi eloszlásban szerepelnek Ronczyk Levente (Fűrész dűlő, 387 m tszf. magasság), Czigány Szabolcs (Jegenyész utca) mérései (utóbbiak Hellmann kézi és Decagon billenőedényes ECRN-100 csapadékszenzorok, 0,2 mm mérési pontossággal), továbbá saját adatok is Pécs-Újhegy városrészéből (szintén Decagon ECRN-100 csapadékszenzorral és EM50 adatgyűjtővel). Így összesen 13 mérőállomás adatait használtam fel az elemzések során. A mérőpontok elhelyezkedését a *12. ábra* mutatja.

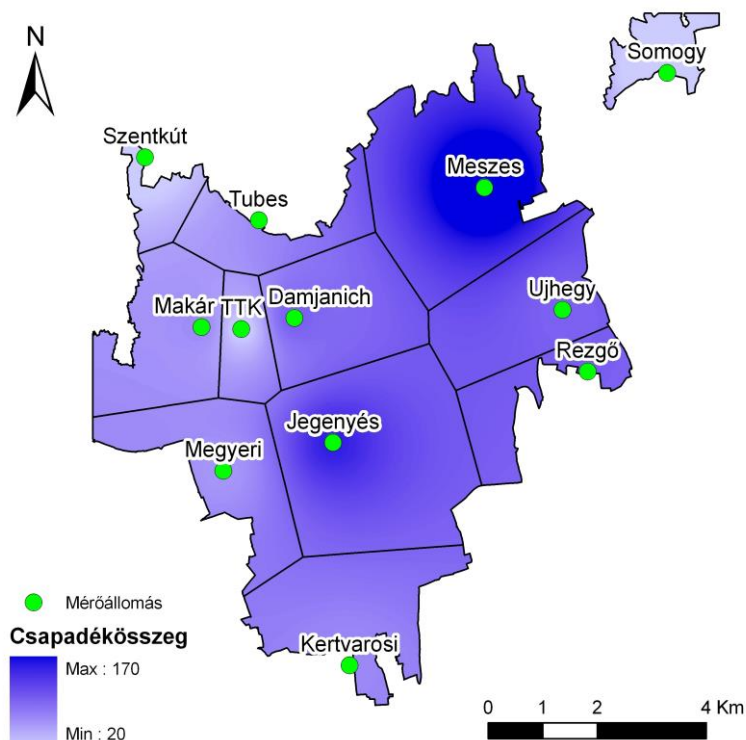
Annak érdekében, hogy a mérőállomások közötti területek csapadékviszonyait megbecsüljem, illetve, hogy közelítő információkat szerezzek a köztes területek térbeli csapadékmintázatáról, a havi csapadékösszeg adatok alapján, *Inverse Distance Weighted* interpolációs eljárást végeztem el a 2012. július – 2013. december között gyűjtött adatok alapján ArcGIS szoftverkörnyezetben. Az időszak négy legcsapadékosabb hónapjának csapadékösszegeit (2012. október és december, valamint 2013. február és március) figyelembe véve Pécs városán belül a csapadék eloszlásában a *10. ábrán* látható térbeli

eloszlást tapasztaltam. Ebben a 4 hónapban a lehullott havi csapadékösszegek 61 és 148 mm között változtak.



10. ábra. A csapadék eloszlása Pécs területén a 2012. októberi (a) és decemberi (b), illetve a 2013. februári (c) és márciusi (d) átlagok a Boreas-típusú mérőhálózat alapján.

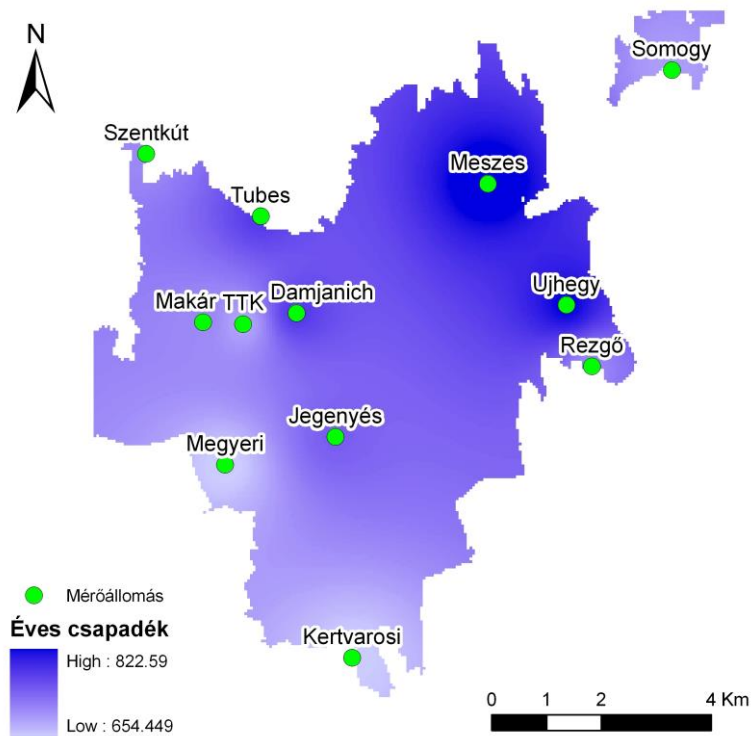
Amikor az éves csapadékösszegeket vizsgáljuk, akkor jól látható, hogy elsősorban a város keleti részére érkezik jelentősebb csapadék, azonban egy másodmaximum is megfigyelhető a Bálisci vízgyűjtő környékén, a Damjanich utcai és a Tubesen található mérőpontok között. A területre számított számtani közép alapján az éves csapadék 724 mm, amelyet a város északi és keleti részén elhelyezett mérők adatai rendre meghaladnak. Mivel a területi arány ebben az átlagban nem fejeződik ki, ezért a vizsgálatot a Thiessen-poligonok módszerével is elvégeztem (DAVIE, T. 2002; BEDIENT, P.B. – HUBER, W.C. 2002). A poligonok aránya alapján súlyozva az egyes csapadékszenzorokhoz tartozó értékeket, a csapadék éves átlaga a 67,6-nek adódik (11. ábra), amely a területi mintában jelentősen nem mutatkozik meg. Mivel a területi és a súlyozott átlag számában jelentős különbség nem tapasztalható, ezért feltételezhetjük, hogy a mérőpontok eloszlása optimális a területen.



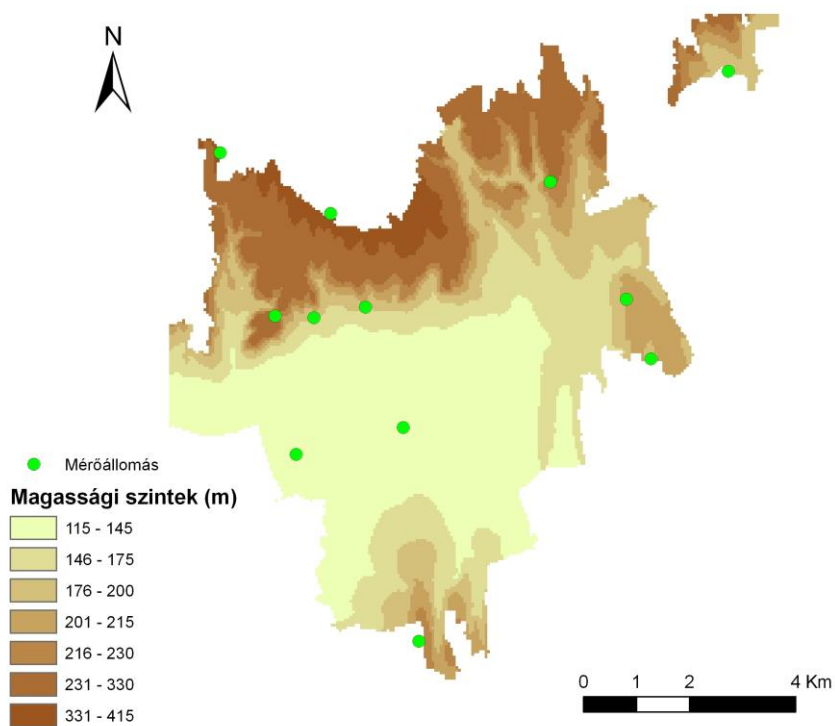
11. ábra. A csapadék területi eloszlása a Thiessen-poligonokra jutó területi súlyozással, a 2012-es év csapadékösszegei alapján

Fontos tényezőként említhető a domborzat szerepe, mivel jellemzően a magassággal arányosan a csapadék mennyisége is növekszik (SIMOR F. 1938). Ezért alkalmaztam a hipszografikus alapokon nyugvó interpolációs eljárást is (STELCZER K. 2000). Éppen ezért a domborzati modell alapján a várost 7 magassági zónára osztottam fel, mely alapján minden sávhoz legalább egy mérőpont került (13. ábra). A területi átlag erőteljes domborzati hatásra utal. Ezzel a módszerrel kapjuk a legalacsonyabb csapadék átlagot, amely 708,4 mm. Ezt a területi csapadékátlagot csak a város déli övezetei, illetve a somogyi területen elhelyezett szenzor adatainak átlaga nem lépi túl a 2012-13-as adatok alapján.

A késő őszi és a kora téli időszakban csapadék maximuma a város északi részén és Makár környékén volt jellemző (Mecsek déli előtere, nagy valószínűséggel orografikus okokra visszavezethetően továbbá Makár, illetve Bálics környékére koncentrálódik a 2012-2013-as adatok alapján. A területi eloszlás vizsgálatához további módszerként alkalmaztam az aritmetikai átlagot, valamint a Thiessen-poligonok és a hipszografikus eloszlás módszerét. A csapadék éves eloszlása egyszerű, távolsággal arányos interpoláció alapján a következő eloszlást teljes 2013-as évre mutatja a 12. ábra.



12. ábra. A 2013 évi csapadékösszegek területi eloszlása Pécsen, IDW interpolációval



13. ábra. Az egyes magassági zónák Pécsen a csapadékmérő szenzorok hálózataival a hipszografikus területi csapadékatlag kiszámításához a 2012-13-as évben

A Mecsek déli előterében (valamint a déli lejtőkön, pl. Bálics, Deindol, Donátus, illetve Tettye környéke) húzódó területek már jelentős beépítettséggel (impermeábilis felszínek) jelennek meg, mindemellett az átlagos lejtésviszonyok is meredeknek mondhatók. Az átlagos lejtőérték a Bálics-patak vízgyűjtőjén 10,72°. A hipszometrikus eljárással számolt, tehát az egyes magassági övezetekhez tartozó területek alapján súlyozott átlagos csapadék 723,8 mm, tehát majdnem pontosan megegyezik a Pécsre számolt súlyozott átlaggal. Természetesen ezt a megközelítést fenntartásokkal kell kezelni, mivel a kialakított zónák nem egyenközűek, hiszen minden övezetbe legalább egy mérőszenzor bele kellett, hogy essen. Amennyiben egy magassági övhöz több csapadékmérő is tartozott, ott azok méréseredményének átlagát használtam fel a számítások során. A csapadék mennyiségi változásai jelentős éves különbségeket mutattak a 2010-13-as mérési periódus alatt (2. táblázat).

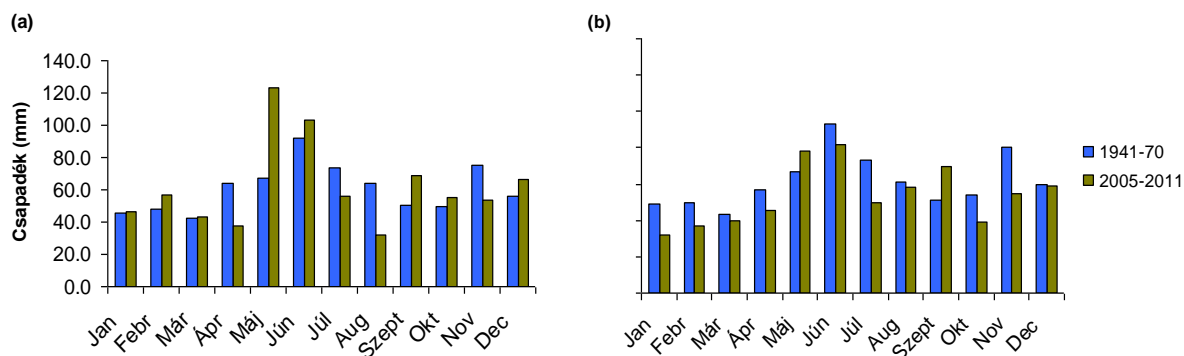
2. táblázat. Éves csapadékösszegek Pécs különböző mérőpontjain 2010 és 2013 között

	2010	2011	2012	2013
Fürkész dűlő	1338	464,5	688,8	793,9
Ifjúság u., TTK	1109,9	546,6	573,4	681
Jegenyész u.	1037	505,1	614,9	736,6
Újhegy	1205	471	581,2	806
Pogány	1110	390		

5.1.2. A területre hulló csapadék változásnak időbeli trendje az 1941-1970 és 2009-2013-as adatsorok alapján

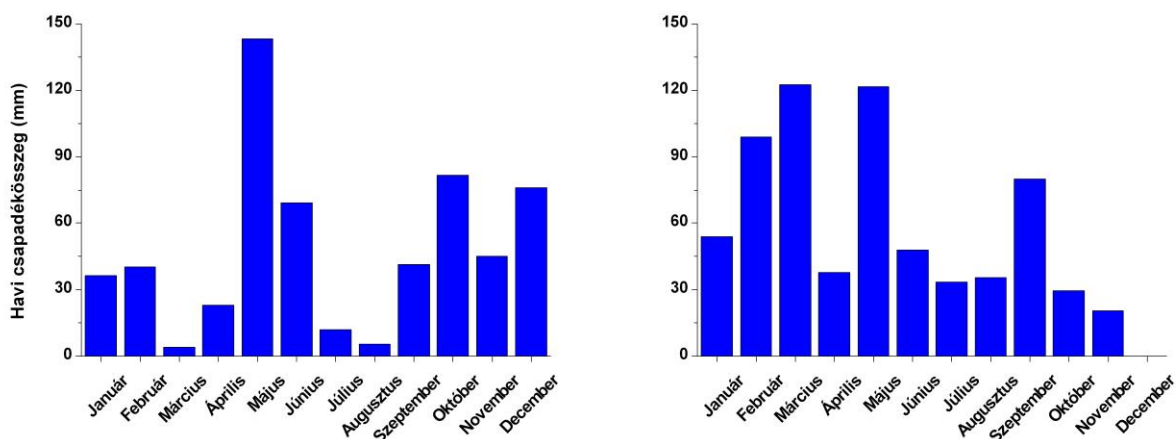
A csapadék eloszlásának időbeli trendjéhez elsősorban a Pécsre korábban összegyűjtött, 1941 és 1970 közötti éves, illetve havi adatsorokat használtam fel (HAJÓSY F. et al. 1975). Az adatok a következő mérési helyeken kerültek rögzítésre: Mecsekalja Vasútállomás; PTE-TTK (volt Pedagógiai Főiskola), Kozári vadászház, Misina, Árpád-tető és Mecsekszabolcs. A rögzített helyek koordinátáit a feltüntetett magassági értékek alapján határoztam meg. Erre az időszakra megállapítható, hogy a havi maximumokban a május és a június hónapok a legjelentősebbek, amelyek az év elejétől kezdődő csapadékmennyiség növekedését követően érik el maximumukat. Mindemellett a 2000-es évek elejére egy gyengén növekvő trend valósult meg a csapadékos napok számában (BÖTKÖS T. 2006). A hosszú távú trendek vizsgálatát MAGYAR E. (2013) is elvégezte, megállapításai szerint a nagy mennyiségű csapadékok elsősorban a nyári időszakhoz köthetőek, a kora tavaszi hónapok az

1940-2011-es időszak alatt viszonylag kevés csapadékkal bírnak (14. ábra). Jelentős megállapítás továbbá, hogy a 20 mm feletti napi csapadékok száma az 1980-as évektől kezdődően kis mértékben, de növekvő tendenciát mutat. Rövidebb idősorok vizsgálata alapján a 2005-07-es években a nyári csapadékmennyiségek enyhe növekedését figyelték meg (OMSZ, 2005).



14. ábra. Havi csapadékatlagok Pécsen (a) és Hétvehelyen (b) az 1941-70-es adatok összehasonlításával

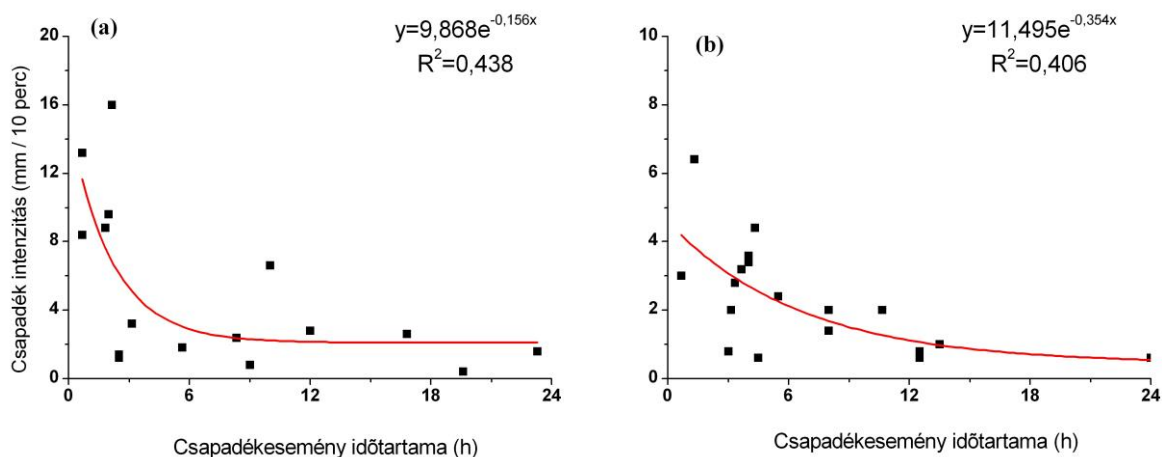
A korábbi megfigyelésekkel szemben azonban az év első hónapjaiban is magasabb csapadékösszeg regisztrálható a 2005-2011-es időszakban, emellett a szeptemberi hónap 5 illetve 7 éves átlaga mindkét terület esetében jelentős növekedést mutat (14b ábra). A 20 mm feletti csapadékok esetében a 2009 és 2013 közötti napi csapadékok vizsgálata alapján enyhén növekvő tendencia mutatható ki. A megfigyelések a Bálicsi vízgyűjtő északi, illetve déli pontján elhelyezett állomások (Tubes és TTK, Ifjúság u. 6.) adatai alapján jól kimutathatók.



15. ábra. Havi csapadékösszegek a 2012-es és 2013-as évben, a PTE Ifjúság útj campusán mérve

Idősor adatok elemzésével a csapadék és a talajnedvesség éves változásai, illetve a közöttük található összefüggések és kapcsolatok is jól vizsgálhatóak. A vizsgált időszakban (2011-2013) többféle (talajnedvesség- és csapadékszensor segítségével mértem meg a csapadék és a talajnedvesség aktuális állapotát. Amint azt már korábban is említettem, a többféle mérőműszer használatából fakadóan az adatok összehangolására is szükség volt.

A 2011-es Sás-völgyi és a 2012-13-as Bálicsi adatokból pedig az egyes csapadékesemények külön-külön történő vizsgálatát is elvégeztem. Ennek során mértékadónak azt a csapadékmennyiséget tekintettem, amely a 6 mm-t meghaladta legfeljebb 5 órás időintervallum alatt (PIRKHOFFER E. et al. 2009). A 3 éves időintervallumból így 53 csapadékesemény került leválogatásra, amely a fenti kritériumoknak megfelelt. A csapadék eloszlása éves szinten változatlan tendenciát mutat, tehát a nagymennyiségű csapadékok minden évben május és július hónap közötti időszakban hullnak le. A leválogatott csapadékesemények az éves csapadéknak 78,5; 63,8; illetve 42,6%-át teszik ki, a 2011-, 2012 és 2013-as évekre, ebben a sorrendben. Ugyanakkor eltérések mégis felfedezhetők az egyes adatsorok elemzése során. Megállapítható, hogy a maximális csapadékindenzitás a 3 éves mérési periódus alapján csökken, ha a rövidebb idejű csapadékokat vesszük figyelembe. Az intenzív ugyanakkor hosszabb időtartamú (6-24 órás) csapadékok esetén az említett periódus alatt az átlagos intenzitás csökkenő tendenciát mutatott (16. ábra). Ahogy az összegyűlekezési idők kapcsán is látható, a csapadékindenzitás nagyban befolyásolja a felszíni lefolyást. Mindemellett az éves csapadékeloszlásban több éves adatsorokat tekintve az a tendencia figyelhető meg, hogy az intenzívebb, de rövid idejű csapadékok dominánsak az egész évet tekintve. Ezt alátámasztani látszik a 2011-es és 2013-as évek adatsora alapján kimutatható összefüggés a csapadékindenzitás és a csapadékesemények időtartama között (16. ábra). Ez a megfigyelés összhangban van Stelczer K. (2000) adataival is, melynek alapján például a 20 perces időtartamú csapadékokhoz akár 80 mm h^{-1} átlagos csapadékindenzitás is társulhat. Az intenzitási értékek a visszatérési idővel egyenes-, a csapadék időtartamával pedig fordított arányosságban állnak. A fent említett összefüggés tendencia természetesen jobban megfigyelhető a hegységi előtéri, magasabban fekvő Bálicsi-vízgyűjtő esetén, mint a Sás-völgy vízgyűjtőjében, azonban a csapadékindenzitás magas értékeinek szerepe itt sem elhanyagolható.

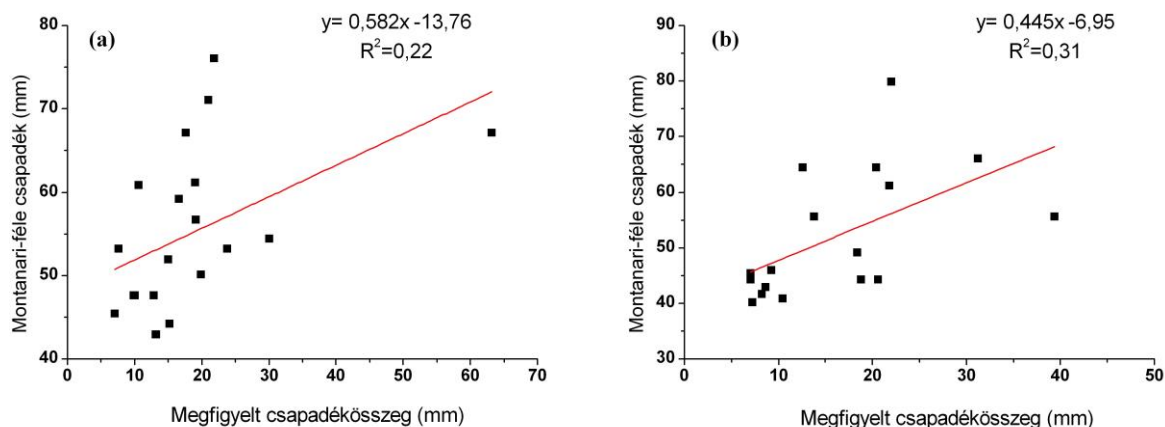


16. ábra. A csapadékintenzitás és a csapadékesemények hossza közti összefüggés a 2011-es (a) és 2013-as (b) 6 mm feletti csapadékösszeg események alapján.

Mindemellett a legcsapadékosabb időszak a 2013-as év során a kora nyári időszak helyett az év elejére tolódott el, mivel a legcsapadékosabb hónapoknak a február és a március bizonyult 99, illetve 122 mm-es csapadékösszeggel (15. ábra). A csapadékadatok becsléséhez továbbá megvizsgáltam a szakirodalomban gyakran előforduló Montanari-féle empirikus csapadékösszeg egyenletet is, amely a csapadékesemény időtartama alapján számítja a kérdéses csapadékösszeget (STECZER K. 2000):

$$P_{\max} = 28t^{0,33} \quad (3.1)$$

ahol t a csapadékesemény időtartama órában kifejezve. A 2012-es és 2013-as leválogatott csapadékeseményeket összehasonlítva a Montanari-féle képlettel számolt értékekkel megfigyelhető, hogy az egyenlet jól alkalmazható a csapadékösszeg becslésére, azonban a kapott korrelációs értékek a mért csapadékesemények függvényében mérsékeltnek adódnak (17. ábra).



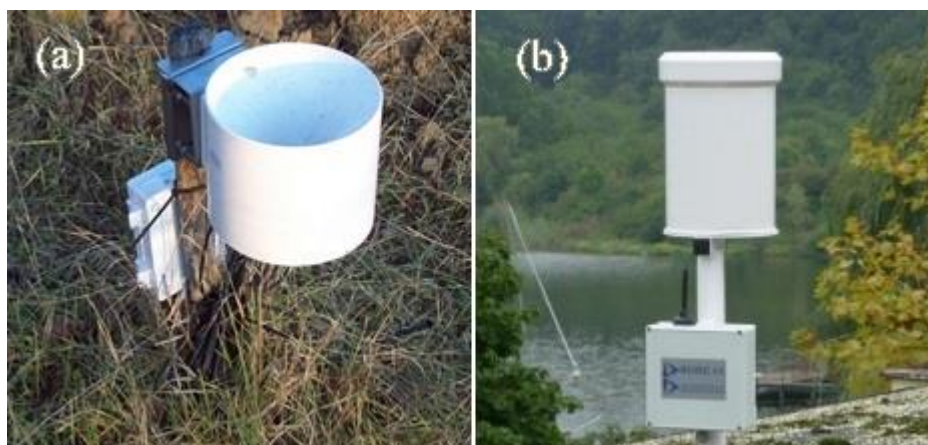
17. ábra. A Montanari-féle csapadékösszegek és a mért csapadékadatok összehasonlítása a 2012-es (a) és 2013-as (b) 6 mm feletti csapadékösszegek alapján

A korábbi években azonban rendre a május illetve a június bizonyult a legcsapadékosabbnak, amely a korábban megfigyelt tendenciával megegyezik, mind a Bálcsi-, mind pedig a Sás-vízgyűjtőn történt mérések alapján. Mivel a legteljesebb csapadék-, és talajnedvesség mérési adatsorral a 2012-es évre rendelkezem, ezért a két vízgyűjtőre vonatkozó elemzéseket elsősorban ennek felhasználásából vezettem le. Így egy éves viszonylatban lehetséges a két hasonló karakterű, de különböző területen elhelyezkedő vízgyűjtők adatainak összehasonlítása. A monitoring vizsgálatok elsődleges célja a kutatásaim során az volt, hogy a primer adatokat felhasználjam a numerikus modellekben, mint input paramétereket.

5.1.3. A Bálcsi-vízgyűjtő csapadékméréseinek pontosítása

A csapadék mérések input adatként való felhasználásához szükség volt az egyes mérők eredményeinek pontosítására, azok kalibrációjára a 2012.07.01 és 2012.11.01 közötti időszak mérései alapján. A csapadék regisztrálása több műszerrel történt, amelyek a Pécsi Tudományegyetem Meteorológiai Állomásán kerültek kihelyezésre. Ezek a csapadék-, és talajnedvesség mérők egy ponton történő adatrögzítése lehetővé tette, hogy az adatsorokat egymással összehasonlítsam, mivel a területi eltérés az adatok közötti eltérést így nem befolyásolta. A különböző mérési időintervallumok és módszerek pontosítása érdekében egy közel egy éves időintervallumban mért csapadékadatokat is összehasonlítottam négy különböző típusú csapadékmérő esetén, azonos helyen (Pécsi Tudományegyetem Meteorológiai Állomása) rögzített adatok alapján. Ennek keretében a Vaisala MILOS-500/Lambrecht típusú csapadékmérő állomáshoz tartozó 1 percenként rögzített adatok, a

Boreas és *Decagon* ECRN-100 típusú, billenő edényes csapadékmérők (18. ábra) 10 perces, és a *Hellmann*-típusú csapadékgyűjtő napi adatai kerültek összehasonlításra.



18. ábra. A Decagon-típusú (a) és a Boreas (b) Kft. által gyártott csapadékmérők²

Mivel a Hellmann-típusú adatgyűjtés során a csapadékesemény lezajlása és az kiolvasás között néhány órá eltérés adódhatott, így szükséges volt az adatok korrigálására a napi párolgással. Ennek számítását a MEYER, L.F. (1935) által leírt képlet szerint végeztem el, a következő összefüggés alapján:

$$P = a[E(t') - e](1 + bw) \quad (4.1)$$

ahol P a napi párolgás értéke mm-ben, E a vízfelszín feletti levegő - hőmérséklettől függő - telítési páratartalma, e a levegő abszolút páratartalma, w a szélesség ms^{-1} -ban megadva, a és b pedig a földrajzi helyre jellemző állandók (KONTUR I. et al. 1993). Az abszolút páratartalom meghatározásához szükséges további adatokat a meteorológiai állomás mérései alapján határoztam meg. Az egyes mérők adatsorainak főbb statisztikai számait az alábbi táblázatban foglaltam össze (3. táblázat).

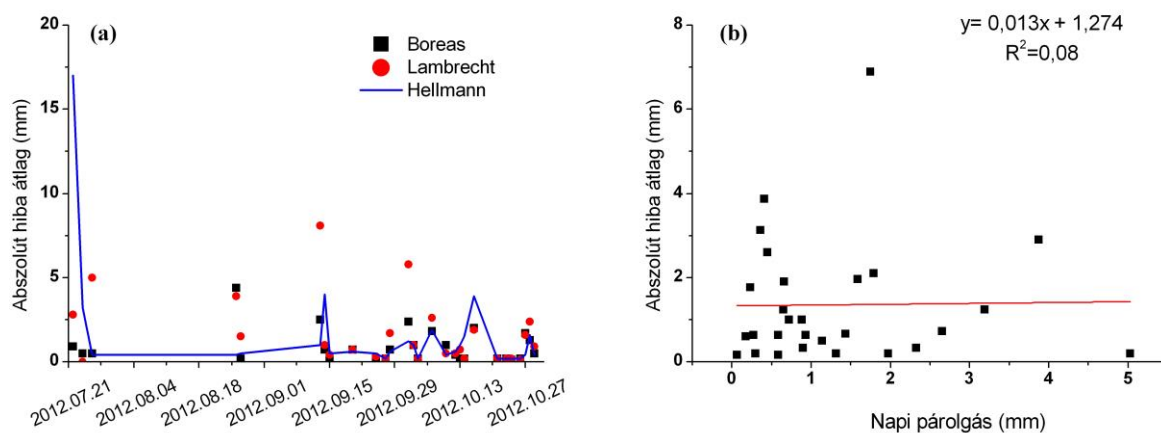
² forrás: <http://www.boreas.hu/index.php?src=bes06>

3. táblázat. A jelen kutatás során használt csapadékmérők adatainak statisztikai jellemzői a mérési időszak adataira vonatkozóan (napi összegek alapján)

	<i>Boreas</i>	<i>Decagon</i>	<i>Lambrecht</i>	<i>Hellmann</i>
Adat szórás (mm)	3,8	4,34	4,4	3,8
Absz. hiba átlag	0,3	-	0,42	0,41
Absz. hiba max.	4,4	-	8,1	17
Adatveszteség (%)	2,39	0	10,8	6,7 ¹

¹A potenciális párolgás figyelembevételével, 5mm/nap feletti csapadékokra számított hiba

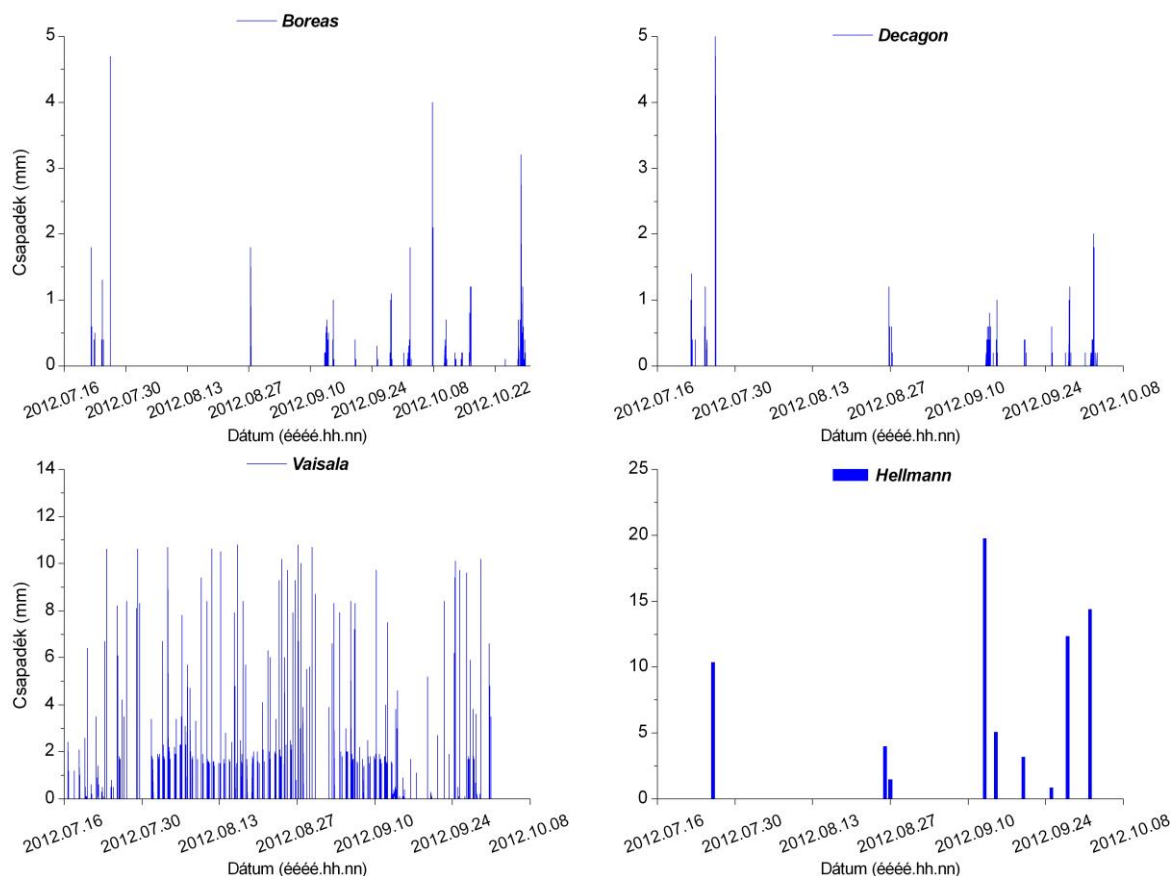
A Decagon típusú mérő esetén magas szórás figyelhető meg az adatokban, ennek ellenére a vizsgált időszakban jelentősen kiugró értékek nem figyelhetők meg, továbbá adathiány sem fordult elő. Amint a táblázatban is látszik, a különbségek átlagosan nem jelentősek, azonban előfordultak jelentős eltérések is, elsősorban a Hellmann-típusú kézi adatrögzítéses mérőnél, emellett pedig a Lambrecht csapadékmérőnél egyaránt. A Hellmann-típusú csapadékmérő esetén a párolgásnak lehet szerepe az adatok eltérésében, mivel itt az adat nem a csapadék hullásának pillanatában kerül rögzítésre, hanem néhány órával később. A napi párolgási adatok mindezek ellenére rendkívül alacsony korrelációt mutatnak a csapadékadatok átlagos abszolút hibáival (19. ábra).



19. ábra. Az egyes csapadékmérők abszolút eltérései a vonatkozó (a) mérési időszakban, illetve (b) a napi párolgás függvényében

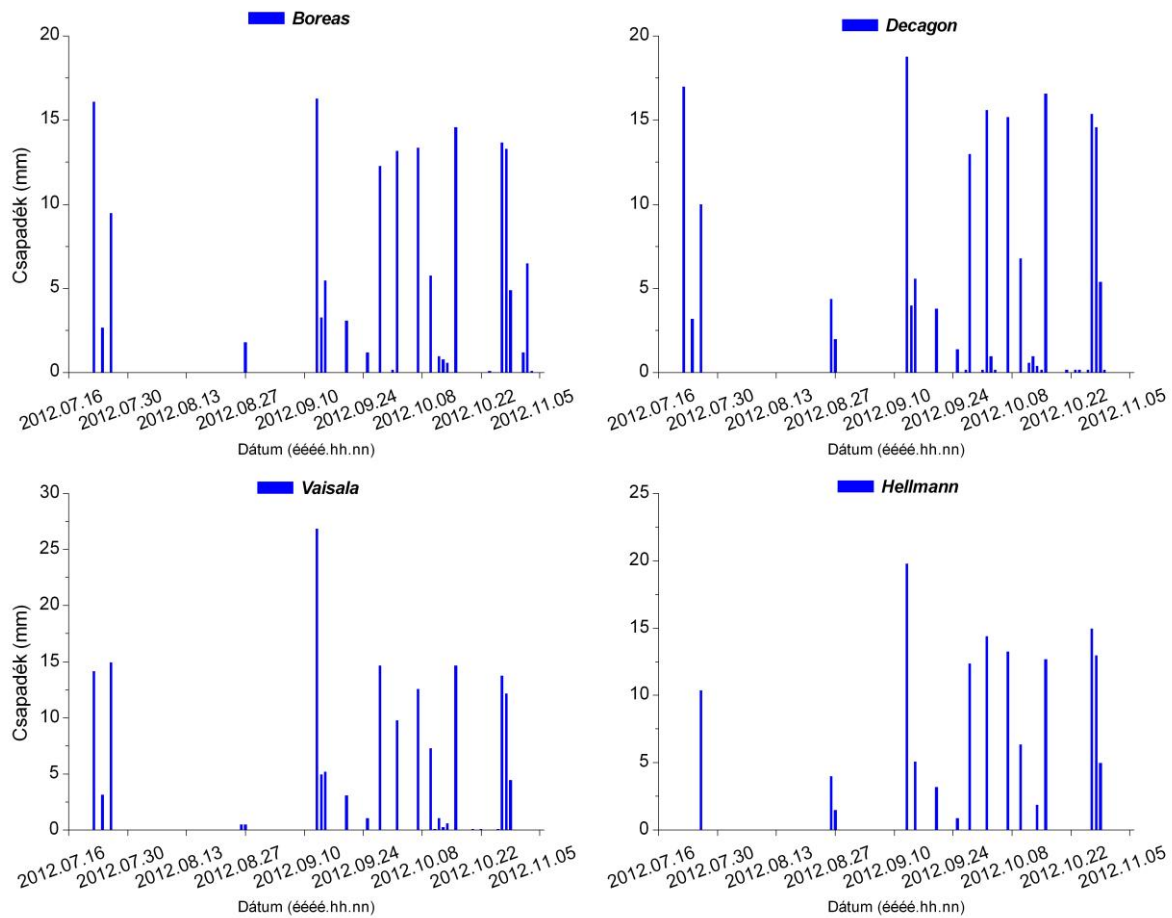
A három csapadékmérő eltéréseit a Decagon-típusú mérő adataival szembeállítva és idősorosan szemléltetve a legjelentősebb eltéréseket a Lambrecht, illetve a Hellmann-típusú szenzorok produkálták. Előbbi kevésbé megbízható abból a szempontból, hogy viszonylag sok adathiány, illetve pontatlan mérés is előfordult, erre az adatsor alapján 10% körüli érték becsülhető. Utóbbi esetében a 17 mm-es csapadéérték különbség kiugró, ennek ellenére a várakozással ellentétben a párolgás befolyásoló hatása nem mutatható ki egyértelműen, mint a

pontatlanság oka (20. ábra). Hátrányosnak mutatkozott továbbá az 1 perces időintervallumban történő mérés, melynek eredménye a rendkívül nagy mennyiségű adat, ennek további kezelése és más adatsorokkal történő összehasonlítása nehézkes. Az adathiány, illetve a pontatlan adatok bemérése elsősorban a Lambrecht csapadékszennornál okozott gondot, amelyet a percenkénti mérések adattöbblete sem feltétlenül old meg.



20. ábra. Különböző típusú csapadékmérők nyers adatai az eredeti mérési időszakban

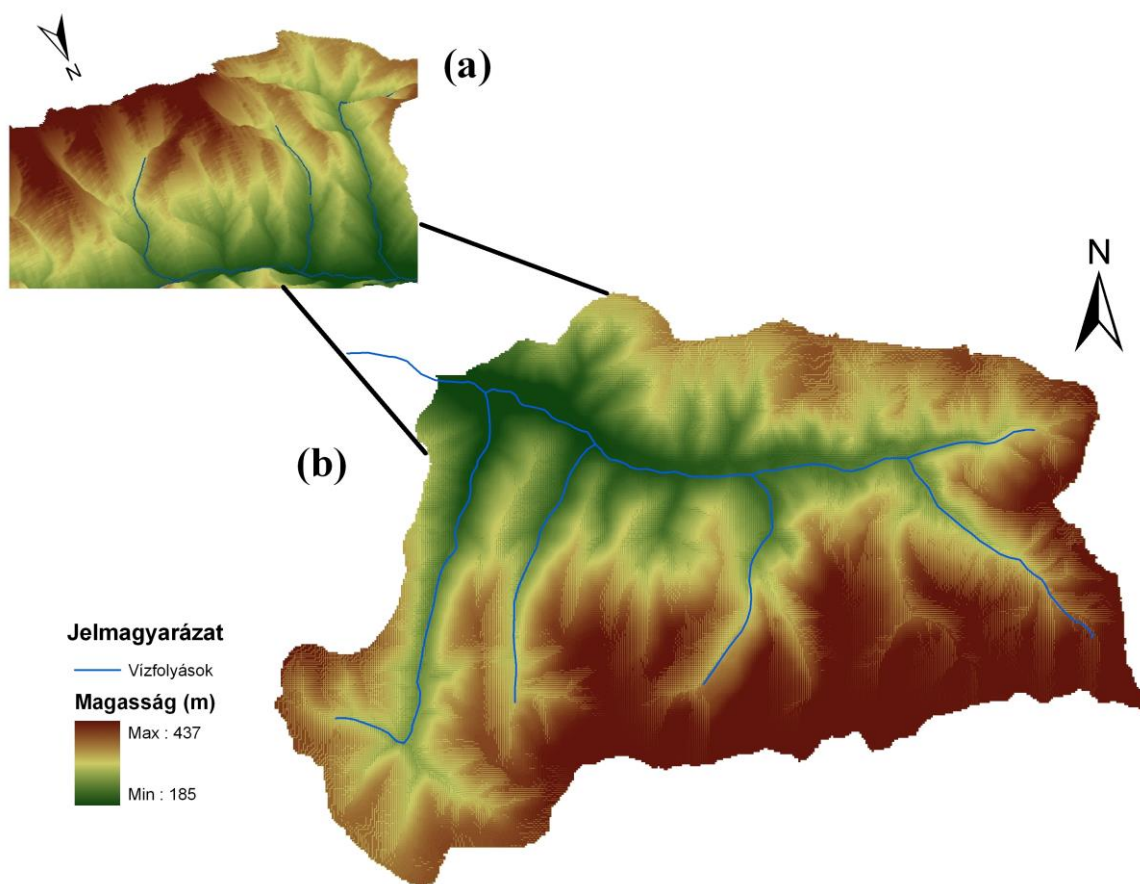
A Boreas-család BES-06 típusú csapadékszennora esetén 5 és 10 perces időpontokban is viszonylag pontos mérésekről beszélhetünk. Az adathiányos időszakok havi, vagy heti bontásban sem lépik túl az 10%-os értéket, egyetlen időszaktól eltekintve (2012. július), amikor a mérőeszköz szinkronizációja még nem valósult meg teljesen. Legpontosabb adatsorral a négy méréstípus közül a Decagon 10 perces adatsora rendelkezik, amely hosszú távon pontosnak bizonyult, a minimális adatvesztéssel, illetve a 10 perces mérések pontosságát figyelembe véve. (21. ábra).



21. ábra. Különböző csapadékszenzorok a méréshibák korrigálásával, illetve 10 perces átlagok alapján számolt adatai napi összegekként ábrázolva

5.2. A domborzat hatása a talajnedvesség térbeli mintázatára a Pósa-völgy vízgyűjtő területen

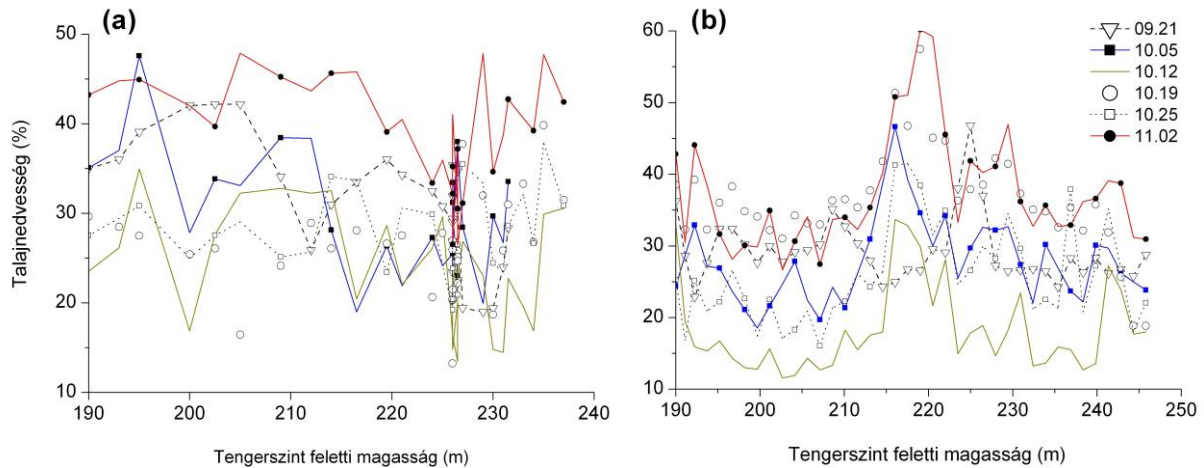
A domborzat hatásának vizsgálatát a Pósa-völgy kifolyási pont közelében felvett keresztmetszvényen végeztem el 2010 tavaszán. A keresztmetszvény elhelyezkedését a 22. ábra mutatja. A vizsgált keresztmetszvény hossza 310 m volt, magasságkülönbsége pedig a keleti oldalon 60 m a nyugati oldalon pedig 50 m. A mérések viszonyításához a vízgyűjtő nyugati és keleti szelvényét azok morfológiai és magassági különbségei miatt külön kezeltem. A nyugati lejtő emelkedése kisebb, továbbá 225 m-es magasságnál ellaposodik, ahol egy gyalogút metszi a lejtőt (22. ábra). A keleti szelvény ezzel szemben folyamatosan, meredeken emelkedik.



22. ábra. A Sás-völgy (b) domborzati modellje és (a) 2,5-szeres torzított magassági változata. Az ábra jobb szélén északkeleti irányból tekinthetünk be a Pósa-völgy keresztmetszeti képébe

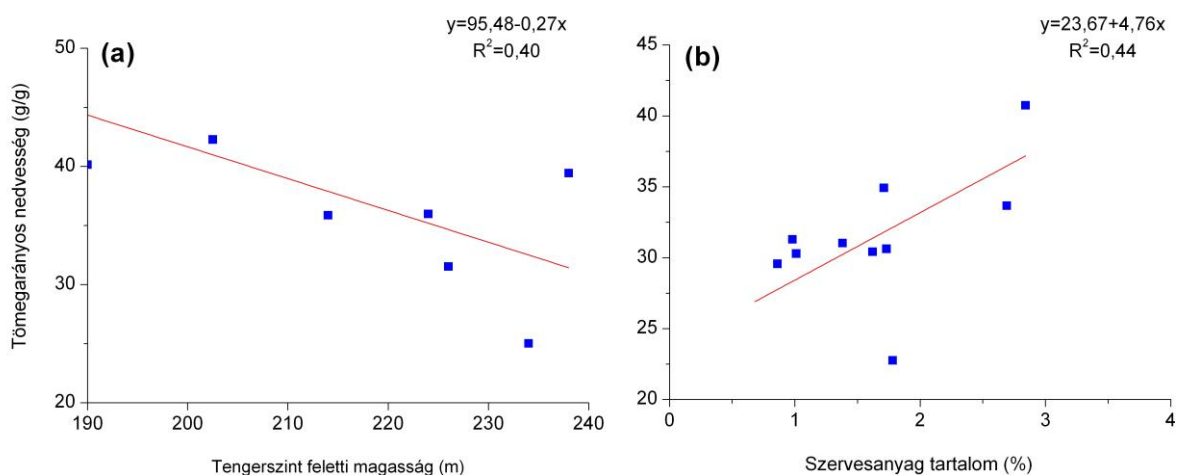
A 20 centiméteres, tehát felszín közeli talajnedvesség értékek a vizsgált keresztmetszvényben nagy térbeli heterogenitást mutattak (23. ábra). A talajnedvesség értékek növekedése nem mutatott egyértelmű változást a magasság növekedésével, azonban a kitettségbeli különbség jelentős volt. A keleti és nyugati kitettségű lejtőn az átlagos talajnedvesség egyaránt $0,29 \text{ m}^3$

m^{-3} volt. A mérések szerint a talajnedvesség változás 12 és 52% (térfogati alapú talajnedvesség tartalomban) a keleti, míg 13 és 48% között ingadozott a nyugati lejtőn (23. ábra). Látható azonban, hogy a vertikális emelkedéssel összefüggően az adatsorok tendenciája hasonló a különböző mérési időpontokban.



23. ábra. A talajnedvesség változása a különböző mérési időpontokban a völgy keresztmetszetének (a) nyugati és (b) keleti lejtőjén

Eltérés leginkább a nyugati lejtő 225 méter körüli magassága esetén tapasztalható, itt az értékek rendkívül szóródnak az egyes időpontok esetén. A kiugróan magas értékek szintén ebben a magasságban figyelhetők meg. A keleti szelvény tekintetében ez olyan hely, ahol a lejtő ellaposodik, alig emelkedik, továbbá egy földút metszi, a talaj tömörödöttsége itt a talajnedvesség változását befolyásolja. Ez a változás negatív irányban, de hasonló magasságban megfigyelhető a keleti lejtő esetén is, amely ugyan folyamatosan emelkedik, ennek ellenére mégis van egy enyhébb lejtésű rövid szakasza a 220 méternél. A fent említettek alapján arra következtethetünk, hogy ugyan a két lejtő esetében a magassággal különbözően változik a talajnedvesség értéke, mégis, azokon a helyeken ahol az emelkedésben intenzív változás történik, ott az értékek kiugrása valamelyik irányba nagyobb, tehát jobban szóródnak. További vizsgálatként összevettem a magasság, a szervesanyag tartalom és a talajnedvesség változását (a kézi TDR mérések és a kiszáritott mintából kapott eredményeket egyaránt) mindkét lejtő esetén. A tömegarányos nedvességtartalom, szervesanyag tartalom, a lejtőszög, továbbá a tengerszint feletti magasság egymással való korrelációja nem túl szoros. Mindazonáltal a nyugati lejtőn a magassággal, a keletin pedig a szervesanyag tartalommal mutatható ki erősebb összefüggés (24. ábra).



24. ábra. A tömegarányos nedvességtartalom összefüggései: (a) nyugati lejtő; (b) keleti lejtő.

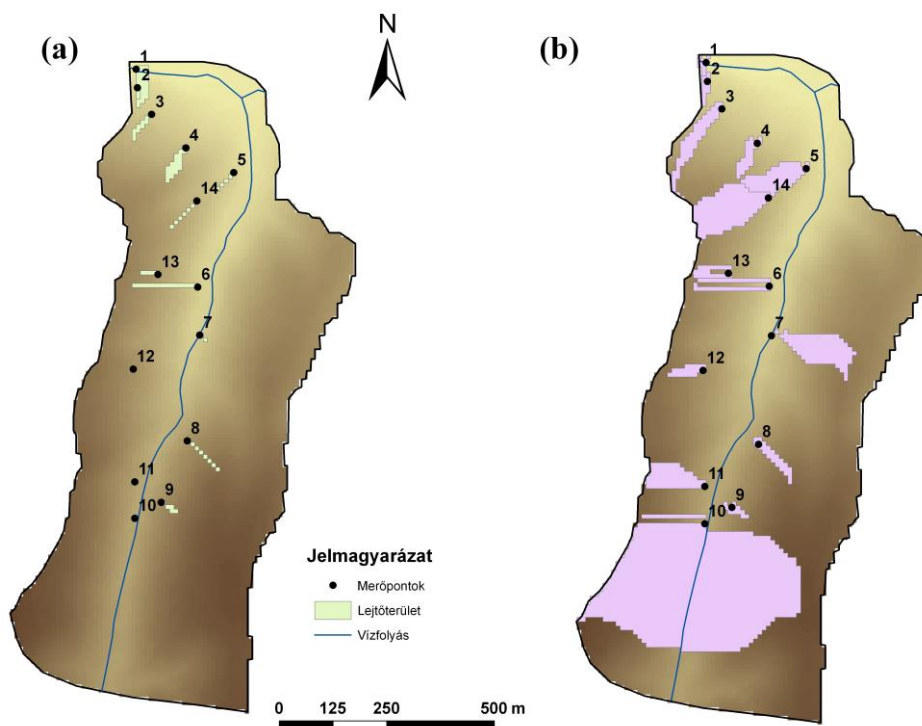
Az egyik ilyen lineáris összefüggés a szárítószekrényben történt szárítás eredményeként kapott tömegarányos talajnedvesség tartalom, és a tengerszint feletti magasság között írható le, a nyugati lejtőn. A másik összefüggés pedig a keleti lejtő hasonlóan mért talajnedvesség értékei, és a szervesanyag tartalom között mutatkozik (az összefüggés szorosságát leíró r^2 értéke 0,4, illetve 0,44, sorrendben). A TDR-típusú talajnedvesség mérések és magasság, illetve a szervesanyag tartalom között meglehetősen alacsony korreláció mutatkozott, ami a talajnedvesség értékek nagyobb szórásában mutatkozik meg. A TDR és az izzítási veszteségen alapuló talajnedvesség mérés eredményei egymástól sok esetben eltértek. A legkisebb különbség 1,4, a legnagyobb pedig 23,42% volt, átlagosan 11,09%. Ennek oka lehet, hogy a kis mennyiségű mintán végzett laboratóriumi mérés pontosabb, mint a terepi, sok esetben kis távolságon is szóródó értékek analízise, amelyet több esetben átlagolásra is került. Mivel az adatok szórása viszonylag nagynak mondható, ezért megvizsgáltuk a szelvényben kihelyezett 5TM típusú talajnedvesség szenzor méréseit is. Igaz ugyan hogy ezek pontszerű méréseik miatt nem tekinthetők a szelvényre reprezentatívnak, de az adott ponton összevetésük a kézi TDR-mérések eredményével plusz információt ad a mérés pontosságáról. A kapott adatok alapján a pontosság hasonló, az eltérés 5 százalék alatt maradt. Kivétel a november 2.-i időpont, ahol az említett szórás miatt az eltérés értéke itt 14%-ot tett ki.

A mérések során a talajnedvesség adatokat összevettem a megelőző csapadékeseményekkel is. Általánosan megfigyelhető, hogy az intenzív csapadék utáni időszakok magasabb talajnedvesség értékeket eredményeztek, ugyanakkor a mérések rávilágítottak arra, hogy egyes esetekben ez cáfolható. A november 2-án mért eredmények

rendre magasabbak voltak a teljes sorozat átlagánál, holott a megelőző napokban nem volt jelentős csapadékesemény. Az alacsony talajhőmérséklet és a minimális párolgás okozhatja a talajnedvesség hosszabb tározódását a talajban, de ez nem magyarázza teljesen a magasabb értékek előfordulását.

5.3. Talajnedvesség és domborzati, illetve talaj paraméter összefüggések

Az átlagos talajnedvesség értékek domborzati paraméterekkel való összevetése már a korábbiakban is előkerült. Mivel a Pósa-völgyi (1,7 km²) mintaterületen a talajnedvesség értékek szórása nagy, ezért a részletesebb vizsgálat céljából több környezeti faktort emeltem ki, kisebb területre koncentrálni. Mivel a szenzorok a vízgyűjtő különböző és igen változatos domborzati és hidrológiai adottságú részein helyezkednek el, felmerül a kérdés, hogy az adott szenzorhoz mekkora területről érkezik a lefolyó és beszivárgó víz, azaz az adott szenzor reprezentatív-e a környezetére. Ennek meghatározása érdekében az *ArcGIS* hidrológiai függvényeit (*Spatial Analyst/Hydrology*) használtam fel, amelyek segítségével megtörtént a domborzati modell simítása (*Fill*), a lefolyási irányok meghatározása (*Flow Direction*), valamint a domborzati modellből származtatott vízhálózat (*Flow Accumulation*). Mindemellett az egyes mérőpontokhoz kifolyási pontot/pontokat rendeltem hozzá (*Snap Pour Point*), ez által meghatározva az adott pont felett elhelyezkedő területet. Mivel a DEM felbontása 10x10 méteres, ezért az egy pixelhez tartozó érték nem feltétlenül a szenzor pontos helyét jelzi. Így a vizsgálatot 1, illetve 4, a szenzor helyéhez illesztett kifolyó pont kijelölésével végeztem el (25. ábra). A lejtőterületek meghatározása után az adott pont talajnedvesség értékeit korreláltam a szenzorhoz tartozó „vízgyűjtő” területtel.

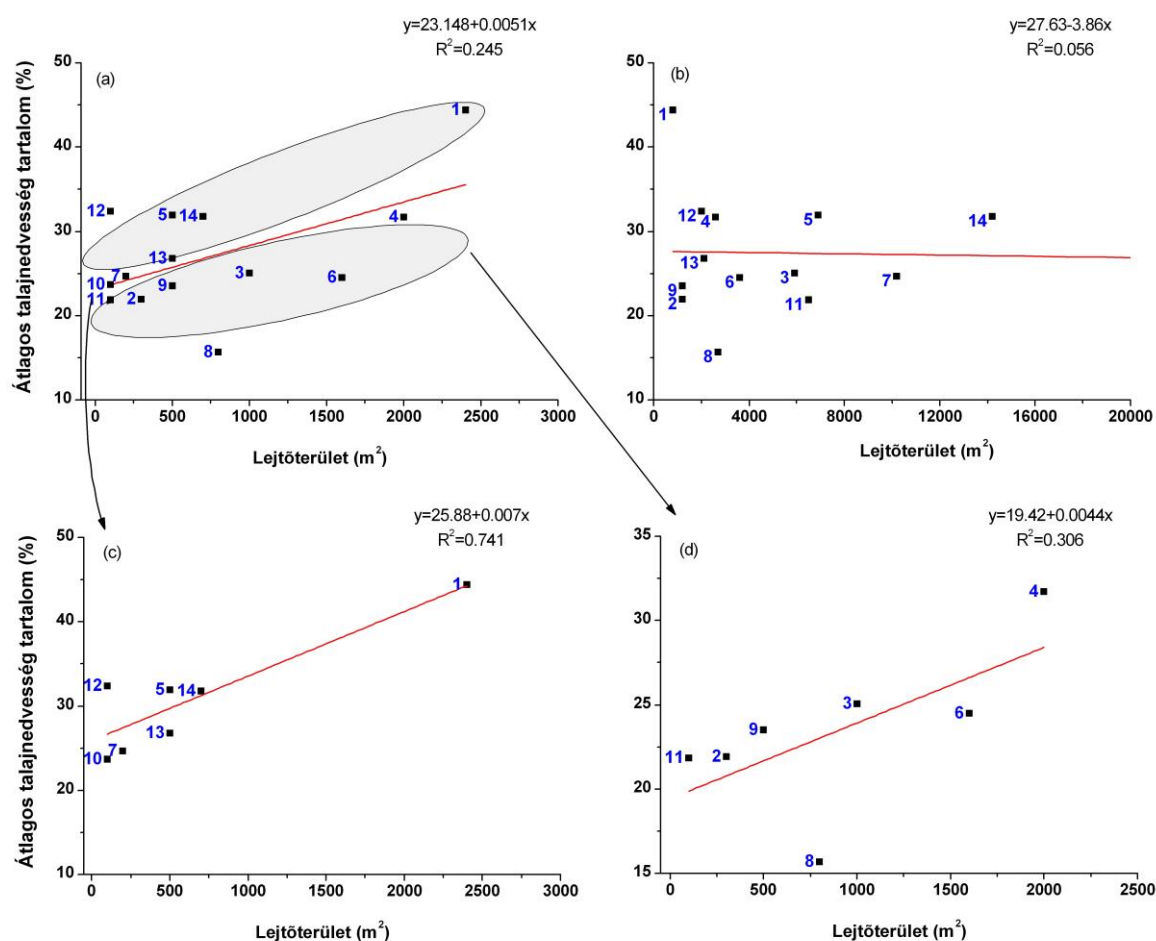


25. ábra. Az egyes mérőpontokhoz rendelt lejtőterületek nagysága (a) 1, illetve (b) 4 kifolyási pont alapján

Egyetlen kifolyási pont megadása esetén a mérőpontokhoz rendelt lefolyási terület rendkívül kicsi, 100 és 2400 m² között változik, és csak négy esetben haladta meg az 1000 m²-t. A pontokhoz rendelt lefolyási irányok vonalszerűen jelentek meg. Ez magyarázható az élénk domborzattal, illetve a terület középső részén a völgyek összeszűkülésével. Négy kifolyási pont megadása esetén a terület már 800 és 113000 m² között változott, illetve a lefolyási terület alakja jobban hasonlított a konvencionális vízgyűjtő alakzathoz. A lefolyási területek nagysága és a talajnedvesség közötti korreláció viszonylag alacsony volt (26a ábra), ezért az egy kifolyási pixel alapján meghatározott terület esetén a pontokat két csoportra osztottam a korreláció erőssége alapján (26c és 26d ábra). A két csoportra meghatározva a korreláció értéke már jelentősen javult ($r^2 = 0,741$ és $0,306$, sorrendben). A négy kifolyási pont alapján meghatározott lejtőterületek szórása jelentős, következésképpen a talajnedvességgel való korreláció csekély (26b ábra).

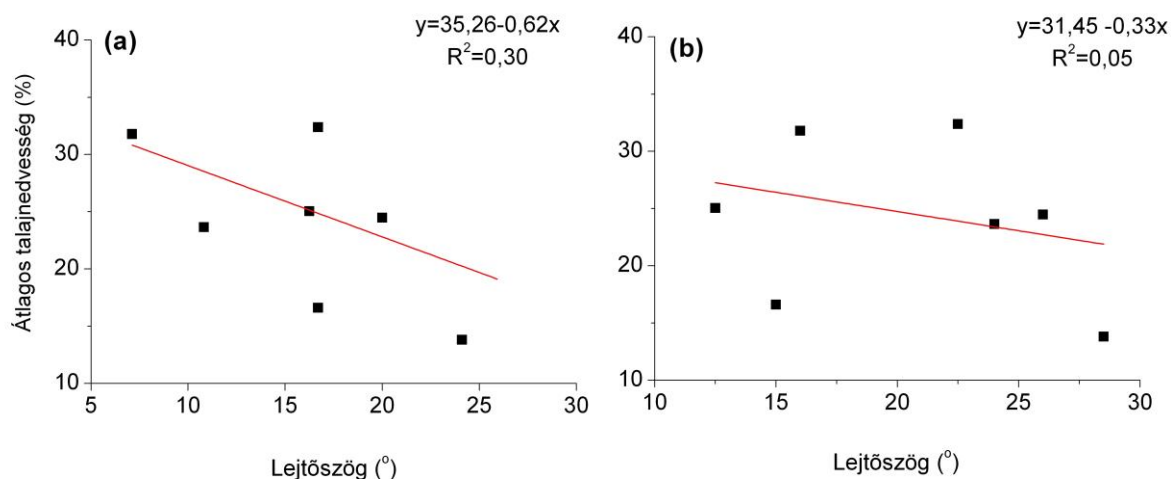
A lefolyási vonalakhoz Darcy-törvénye alapján meghatároztam a fluxus értékeket, mivel az adott felületen történő szivárgás csak így vizsgálható. A szivárgási tényezőt a vályog talajra tipikusnak véve (10^{-5} cm/s), az egyes mérőpontokhoz az alábbi fluxus értékek rendelhetők:

Szenzor	Q (cm/h)
1	0,1064
2	0,0720
3	0,0831
4	0,1187
5	0,0720
6	0,1399
7	0,0131
8	0,1404
9	0,1718
10	0,1080
11	0,1403
12	0,0993
13	0,1224
14	0,1800



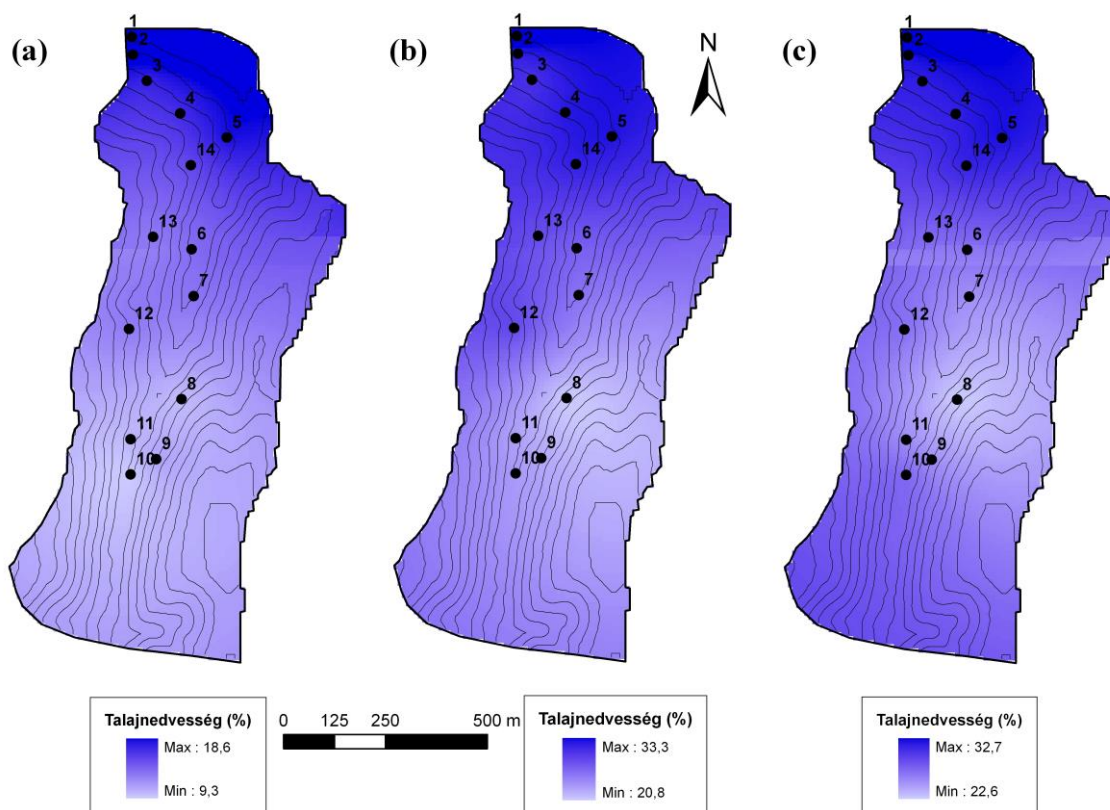
26. ábra. A lejtőterületek és a talajnedvesség korrelációja (a) 1, illetve (b) 4 kifolyási pont esetén, továbbá a regressziós egyenes mentén (c, d) csoportra bontva, az egyenes egyenlete által kijelölt korreláció alapján

A talajnedvesség értékek lejtőszöggel való korrelációja igen csekély volt első megközelítésben, ezért felmerült az adatok felülvizsgálatának kérdése. Mivel a lejtőszög értékek a 10 méteres pontosságú domborzati modellből kerültek levezetésre, ezért terepi méréssel való pontosításra volt szükség. Ennek elvégzésére geológiai kompasz segítségével került sor, a tényleges lejtőértékek mérését minden mérőpont lejtőjén elvégeztem. A terepen mért értékek átlaga 5°-al nagyobb, mint a domborzati modellből levezett lejtőszögeké. A legjelentősebb eltérés az 1, 10 és 13-as pontok esetében adódott. A mérések pontosítása ellenére a lejtőszög és a talajnedvesség közötti korrelációban szignifikáns javulás nem mutatkozott. A minimum talajnedvesség értékek esetén a korreláció mindkét esetben gyenge, még a kiugró értékek leválasztása után is, azonban az átlagos értékek függvényében a domborzati modell értékei szignifikánsan jobb korrelációt adnak (27. ábra).



27. ábra Az átlagos talajnedvesség és a lejtőszögek összefüggése a domborzati modell (a) és a terepi mérések (b) alapján

A térbeli eloszlás vizsgálatához sor került a minimum, átlag és maximum talajnedvesség értékek interpolációjára. Ehhez az *Ordinary Kriging* módszert alkalmaztam, amely a pontok közötti távolság alapján átlagolja az értékeket a köztes területekre. Az interpoláció elvégzéséhez a vízgyűjtő felső kétharmadának területe került felhasználásra, mivel a legdélebbi ponton kívül eső területek esetén az eljárás csak az utolsó pont értékét veszi figyelembe, így az erre alkalmazott minta egysíkú, változatlan lesz. A vizsgálat három szélső helyzetre lett alkalmazva, így a mért legszárazabb, az átlag és a maximális nedvesség értékei alapján (28. ábra). Mindhárom érték esetén korrelációs vizsgálatot végeztem a kiválasztott környezeti faktorokkal, úgymint: talajvastagság, átlagos szemcseméret, lejtőszög, tengerszint feletti magasság és lejtőkiettség.



28. ábra. A Kriging módszerrel interpolált minimum (a), átlag (b) és maximum (c) talajnedvesség értékek, a domborzati modellből levezetett szintvonalakra vetítve

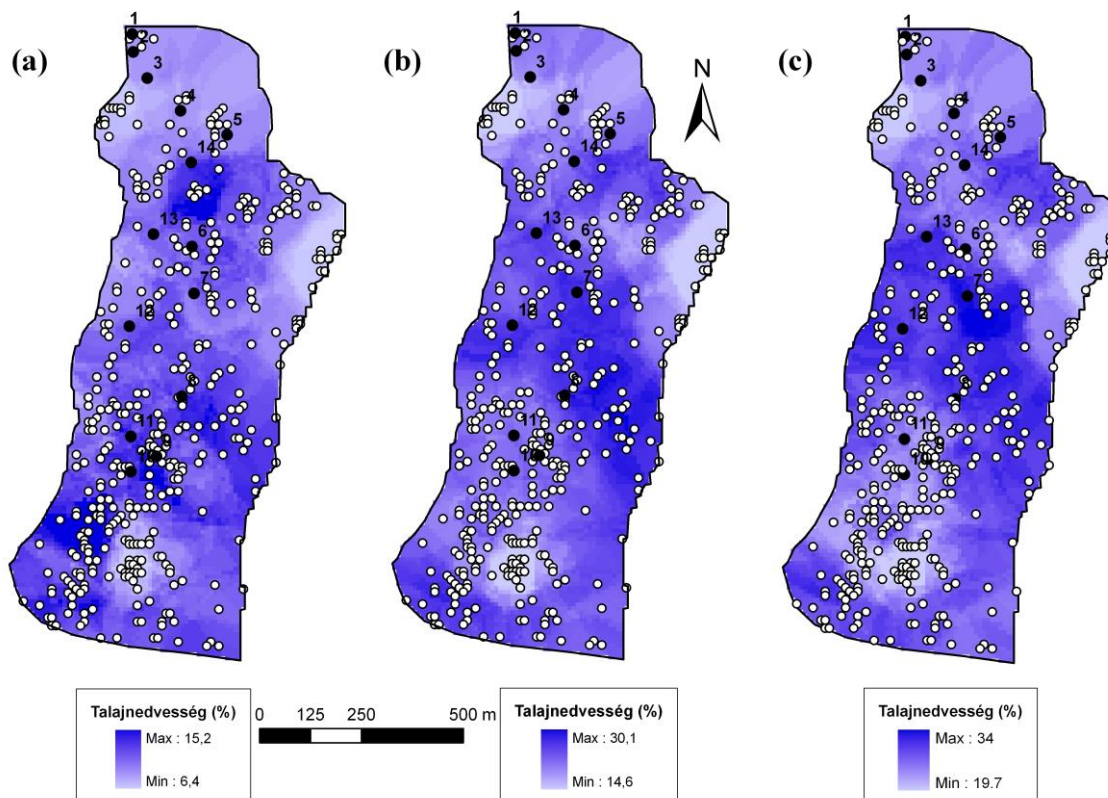
Az egyes környezeti faktorok korrelációja közül legerősebbnek a lejtőszög és a maximum, illetve az átlag talajnedvesség adatok kapcsolata bizonyult ($r^2 = 0,593$, illetve $0,415$). Alacsonyabb a maximum talajnedvesség és a kitérttség közötti korreláció értéke, ez $0,324$ -nek adódott. Az interpoláció során látható legjelentősebb eltérés az északi résznél jelentkezik (28. ábra), ahol rendre a legmagasabb talajnedvesség értékeket kapjuk, mindhárom esetben. Ez valószínűleg a magasabb lejtőszög értékekkel, illetve az 1-es és 2-es mérőpontnál megfigyelhető magasabb agyagtartalommal magyarázható. A 8-as monitoring pont környékén egy minimum bontakozik ki, ez a terület bizonyult a legszárazabbnak a mérési időszak alatt. Mivel a 14 pontból levezetett interpolált eloszlás nem mutat részletes képet, továbbá a szemivariancia értékek is szélsőségesek (57,6 és 129,7 között), ezért a pontok bővítése érdekében a környezeti faktorokat külön-külön, és együttesen is vizsgáltam, melynek alapján további pixeleket szűrtem ki az interpoláció megvalósításához. Ennek alapján megpróbáltam a vízgyűjtőben hasonló környezeti feltételekkel rendelkező pontokat keresni, amelyekhez a hozzá hasonló konstans pont talajnedvesség értékét rendeltem hozzá. Egy-egy tényező figyelembevételével a hasonló pontok száma rendkívül magas – több száz –, például a lejtőszög esetén (29. ábra). Az összes tényező (lejtőszög, maximális-, és átlagos

talajnedvesség, talajvastagság, magasság és lejtőkitettség) figyelembe vétele esetén azonban csak 31 hasonló pontot sikerült létrehozni, amelyek a tizennégy konstans pont valamelyikére a legtöbb paraméter esetén hasonlónak tekinthetők. A szűrési kritériumok beállítása a következők szerint történt:

- lejtőszög esetén: $\pm 2^\circ$
- talajvastagság: $\pm 20\text{cm}$
- magasság: $\pm 3\text{m}$
- lejtőkitettség $\pm 15^\circ$

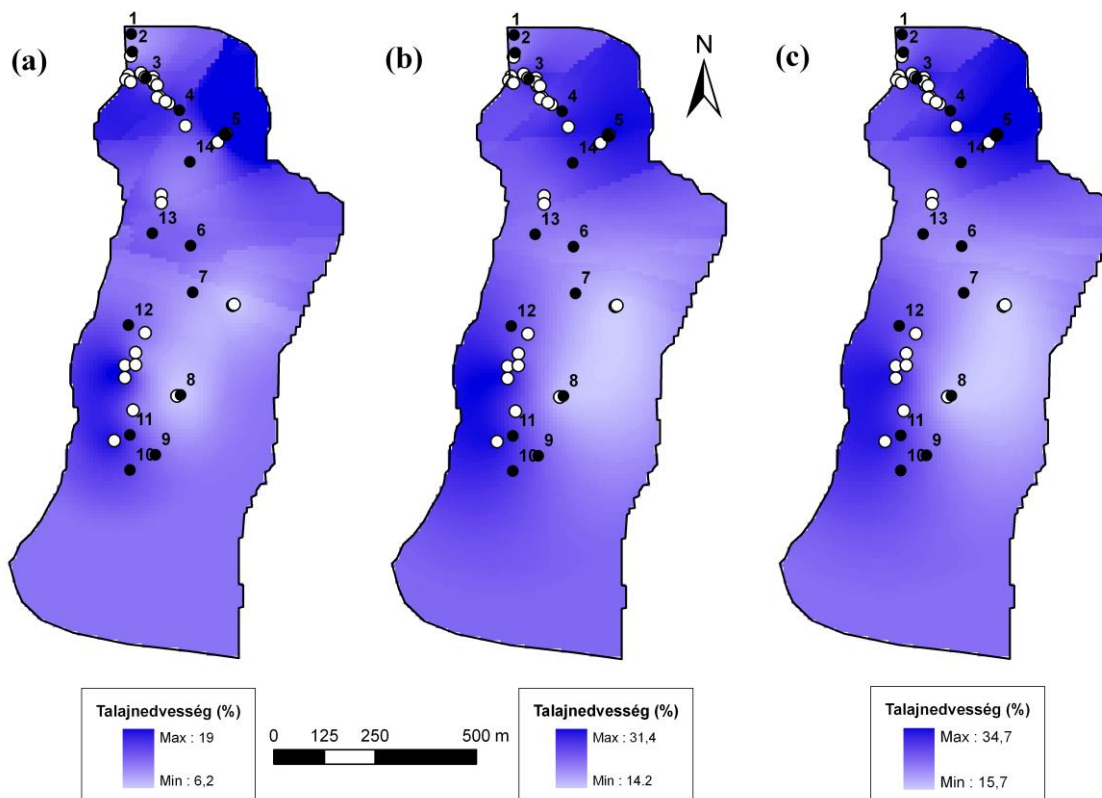
A fenti módon bővített pontokkal történt interpolációval az eredmény jelentősen részletesebb képet mutat, a térbeli korreláció értéke javul. Természetesen a bővített pontok esetén adott talajnedvesség érték csak kategóriájában felelhet meg az interpoláció során, a valódi érték nem biztos, hogy a hasonló karakterű helyeken is hasonlóan alakul. Mindazonáltal a módszer a térbeli összefüggések kimutatásában szerepe lehet, amennyiben a kihelyezett szenzorok száma nem ad elégséges információt a változásokról. A módszer igazolására a későbbiekben validációs vizsgálatot is végeztem, ezek eredményeit az 5.3.2-es alfejezetben tárgyalom részletesen.

A lejtőértékek alapján végzett interpoláció esetén a talajnedvesség térbeli eloszlása rendkívül mozaikos a Pósa-völgyben. A legmagasabb értékek a 7-es és a 14-es mérőpont szomszédságában figyelhetők meg. A terület északkeleti sarkában viszont a konstans mérőpontokkal ellentétben jóval alacsonyabb talajnedvesség értékek regisztrálhatók, a minimum, átlag és maximum adatok figyelembevétele mellett egyaránt. Hasonlóan alacsony talajnedvesség értékek még a 10-es pontra is koncentrálódnak a terület déli részén, közvetlenül a meder közelében.



29. ábra. A talajnedvesség értékek interpolációja a hasonló *lejtőszög* érték alapján leválogatott pixelekkel

A kapott eredmények alapján a térbeli eloszlás az alábbiak szerint alakul. A legmagasabb talajnedvesség értékek mindhárom esetben a Pósa-völgy északi, északkeleti részén figyelhetők meg. A legszárazabb pont rendre a 7-es, és 8-as mérőpontok közelében alakul (30. ábra). A vízgyűjtő déli-, és bal part felőli központi része homogén eloszlású, viszonylag kis szórással jellemezhető terület. Kis területen belül az adatok változékonysága figyelhető meg az 5, 14, illetve 6 és 12-es számmal jelzett szenzorhelyek tekintetében. Az eloszlás mintája nagy vonalakban hasonló, mint a konstans mérőhelyek alapján, azonban részletesebb az egyes pontok vizsgálatának tekintetében.

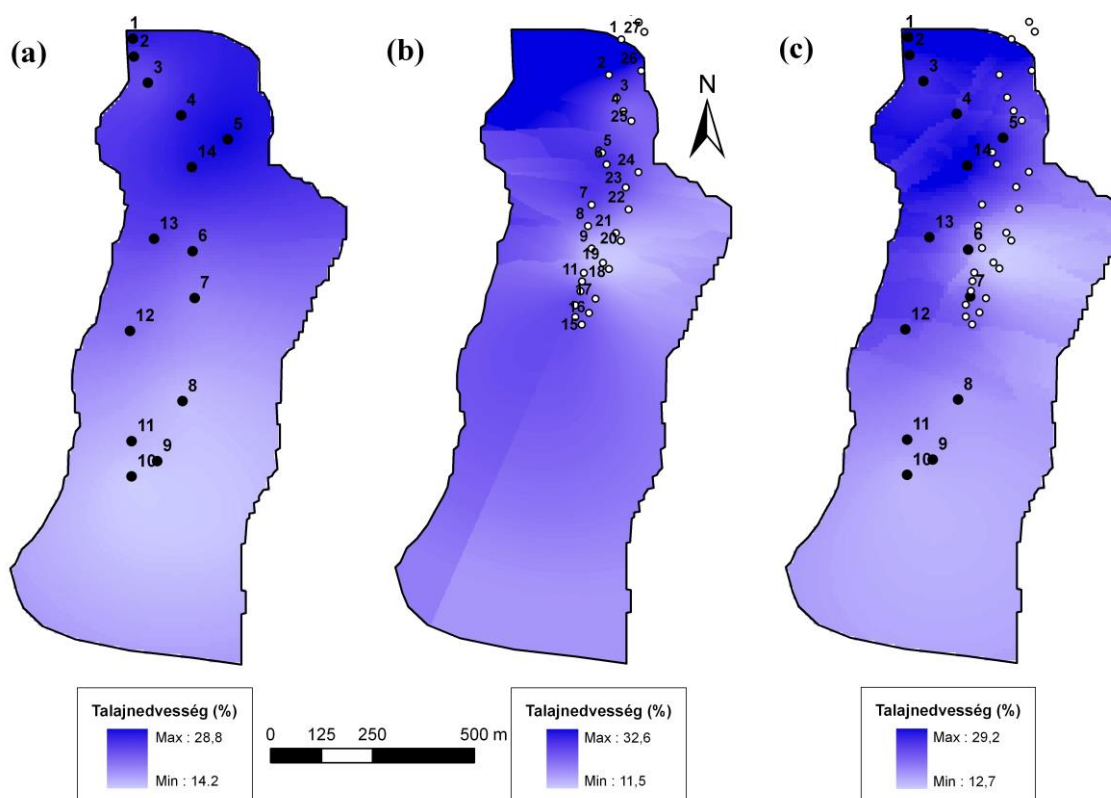


30. ábra. A talajnedvesség térbeli eloszlása mind a négy környezeti faktor figyelembe vételével leválogatott pixelek esetén

5.3.1. A talajnedvesség térbeli interpolációjának korrelációs vizsgálata

A talajnedvesség térbeli és időbeli változatossága egyes esetekben rendkívül nagy szórást mutat (JESSUP, S.M. – DEGAETANO, A.T. 2008). Mivel a lefolyást befolyásoló tényezők közül a talajnedvességnek összetett szerepe van, illetve a hidrológiai modellben is fontos, mint input adat, ezért ennek elemzését több szempontból, részletesen közelítettem meg. A hasonló pontok elve alapján kivitelezett modellezés megerősítésére korrelációs méréseket végeztem 2013. június 12-én, melynek során a 14 mérőpont mindegyikén, továbbá 33 köztes mérőponton mértem meg az aktuális talajnedvesség értékét TDR-rendszerű Spektrum TDR-300 talajnedvesség szenzorral, mely 20 cm-es elektródákkal volt felszerelve. A méréseket délelőtt 6:00 és 10:30 óra között végeztem, úgy, hogy először a monitoring állomásokon lemértem a talajnedvesség értékeket, majd ezt követően a 33 köztes pont talajnedvesség értékeit mértem meg. Minden esetben 3 ismétlést végeztem, egy 1 méter átmérőjű körben. A köztes pontok helyzetét Garmin Colorado 300 típusú kézi GPS készülékkel határoztam meg. A 33 köztes pont és a 14 állandó mérőpont környezeti faktorait

(úgy mint: lejtőszög, talajvastagság, lejtőkitettség, magasság) ezután összevettem egymással. A környezeti faktorokkal való korreláció értéke viszonylag alacsony maradt, ideálisabb esetben is csak 0,24 a talajnedvesség és a lejtőkitettség között. Ennek ellenére a talajnedvesség értékek szórása és átlaga közötti eltérés a két mintacsoportban alacsony, 2,6 és 2,2 sorrendben. A 33 köztes mérés esetén tíz pont esetében hasonló talajnedvesség és további öt esetben hasonló kitettség figyelhető meg azonos talajnedvesség értékek mellett. A talajnedvesség területi eloszlása (31. ábra) ebben az esetben is hasonló, mint a fent említett megfigyelések esetén. Az északi, alacsonyabb területek esetén magasabb talajnedvesség értékek tapasztalhatók. A validációs pontok figyelembevételére esetén a legszárazabb terület a 6-os és a 7-es mérőpontok környékén koncentrálódik. Egyben ez a terület legmozaikosabb része is, ahol a medertől a vízválasztó felé haladva a talajnedvesség értékek váltakozása sűrűn figyelhető meg.



31. ábra. A talajnedvesség validációs mérések interpolált eredményei: (a) konstans, (b) csak validációs, és (c) mindkettő pontsor figyelembe vételével

A validációs pontok esetén egyesével vizsgáltam a hasonló mérési eredmények esetén a környezeti faktorokat. Ugyan a fent említettek alapján erős korreláció egyik tényezőre sem mutatkozik, azonban a lejtőszög korrelációi megerősítik a korábbi megfigyelést, amely szerint

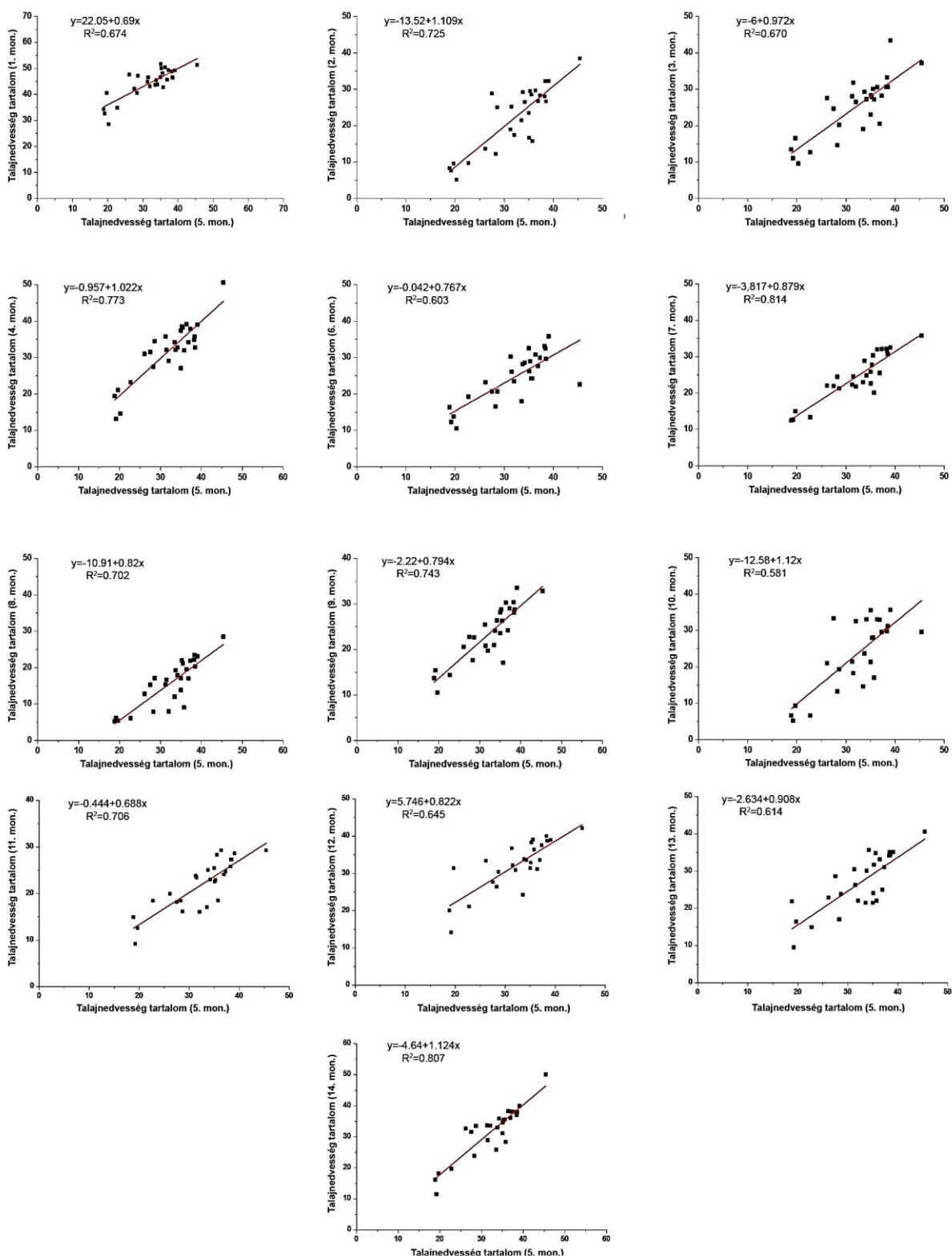
a négy tényező közül leginkább a lejtőszögnek van jelentős hatása a talajnedvesség alakulására. A hasonló értékek a lejtőszög és kitettség szerint – 2, illetve 10 fokos tűréshatár mellett – a 6, 7, 9, 11, emellett a 15-18-as pontok esetén észlelhető, melyek nagyrészt a vízgyűjtő középső, szárazabb részén helyezkednek el.

Megállapítható tehát, hogy igen kis területen belül is a talajnedvesség szórása nagy, azaz térbeli eloszlása rendkívül heterogén. Ezek az eltérések a különböző megközelítések esetén különösen a vízgyűjtő északi, északkeleti részén jelentkeznek. A mérési pontok kisszámú kiterjesztésével az interpoláció pontossága már jelentősen javul, azonban ennek igazolására fontos megvizsgálni azon környezeti tényezőket, amelyek a talajnedvesség térbeli alakulását a leginkább befolyásolják. Elmondható továbbá, hogy HEATHMAN, G.C. et al. (2012) vizsgálataival összhangban növekvő talajnedvesség értékek mellett a térbeli szóródás csökkenő tendenciával jellemezhető. A vizsgált környezeti faktorok között szoros korreláció csak a legmagasabb talajnedvességi értékek átlaga, és a lejtőszög korrelációjában mutatható ki, azonban több mérési eredmény alapján is ez mondható a leginkább befolyásoló tényezőnek. A korreláció többi tényezője esetén az alacsony korrelációs koefficiens érték háttérben a viszonylag magas térbeli szóródás is állhat, valószínű, hogy még kisebb részekre bontva a vízgyűjtőt, vagy kevésbé élénk domborzati vizsgálat esetén a korreláció értékekben jelentős növekedést érhetünk el. További elfogadható korreláció mutatkozik az átlagos talajnedvesség és az egy kifolyási ponthoz tartozó lejtőterület között. A kutatások arra is rávilágítanak, hogy a területi eloszlásvizsgálatra a vízgyűjtő méretei mellett 14 és 30 közötti szenzorszám optimalizálása megfelelő. Ez fajlagosan, egységnyi területre vetítve 8,23 – 17,65 db/km² monitoringállomás sűrűséget jelent.

A talajnedvesség területi vizsgálatában tehát elsősorban a lejtőszöggel való kapcsolat vehető figyelembe, másodsorban pedig a tengerszint feletti magasság is (HEGEDÜS P. et al. 2015). Az interpolációs eljárásokkal kiegészítve részletesebb képet kaphatunk a vizsgált kisvízgyűjtő talajnedvesség-eloszlási (ezáltal lefolyási) viszonyairól. Meg kell említeni továbbá, hogy térben erősen változó tulajdonságról van szó, mindemellett az értékek szórása csökken a nedves időszakok vizsgálata esetén.

5.4. A talajnedvesség térbeli heterogenitása a Pósa-völgyi vízgyűjtőben

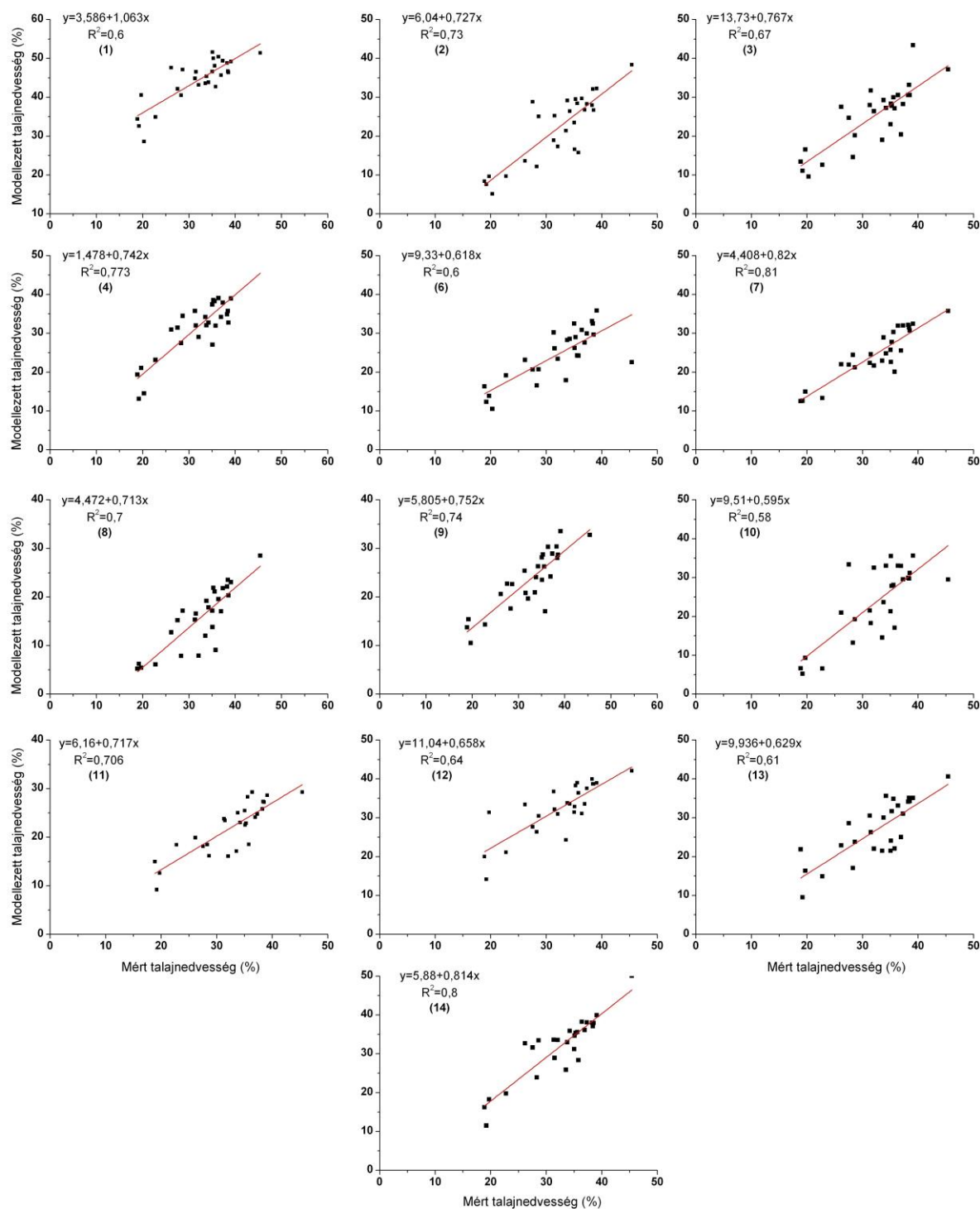
Az optimális szenzorsűrűség meghatározására egy másik modellt is kidolgoztam. Ennek során összehasonlítottam a 14 mérőállomás között fenálló talajnedvesség korrelációt. A monitoring állomások vízgyűjtőn belüli elhelyezése esetén a viszonylag kis területegységek, illetve a medertől való távolsággal változó tényezők kapcsán fontos a mérőállomás centralitás helyzete. Ezért a mérőhálózatban szignifikáns területen elhelyezkedő 5-ös mérőpont értékeit összevetettem az összes többi mérőpont eredményével. A mérőállomás a vízgyűjtő északnyugati részén helyezkedik el, ahol a talaj fizikai félesége vályogos agyag, és a rendre magasabbnak mutató talajnedvesség értékek miatt a szórás kicsi. Első megközelítésben az 1-4 és a 6-14-es mérőpontok adatainak korrelációja került számításra a területi kapcsolatok megállapításához (32. ábra). Az összefüggés a lineáris regressziós egyenes segítségével történt. A mért értékek esetében a determinációs együttható (r^2) értéke 0,581 és 0,814 között változott, ami viszonylag magas értéknek tekinthető. A legjobb korreláció a 7-es és 9-es mérőpontok esetén figyelhető meg 0,814 és 0,743-as értékekkel. Mindkét mérőpont a völgytalp közelében helyezkedik el, a vízgyűjtő középvonalában (6. ábra). Ennél kisebb összefüggés az 1-es és a 10-es mérőpontok esetén áll fenn, 0,581 és 0,602-es r^2 értékkel.



32. ábra. Talajnedvesség korrelációs összefüggések az 5-ös és a fennmaradó 13 mérőpont között

A mért értékek korrelációja alapján úraszámoltam az egyes monitoring pontok értékeit, így modellezve, hogy az 5-ös ponttal való korreláció alapján milyen értékek adódnak az egyes

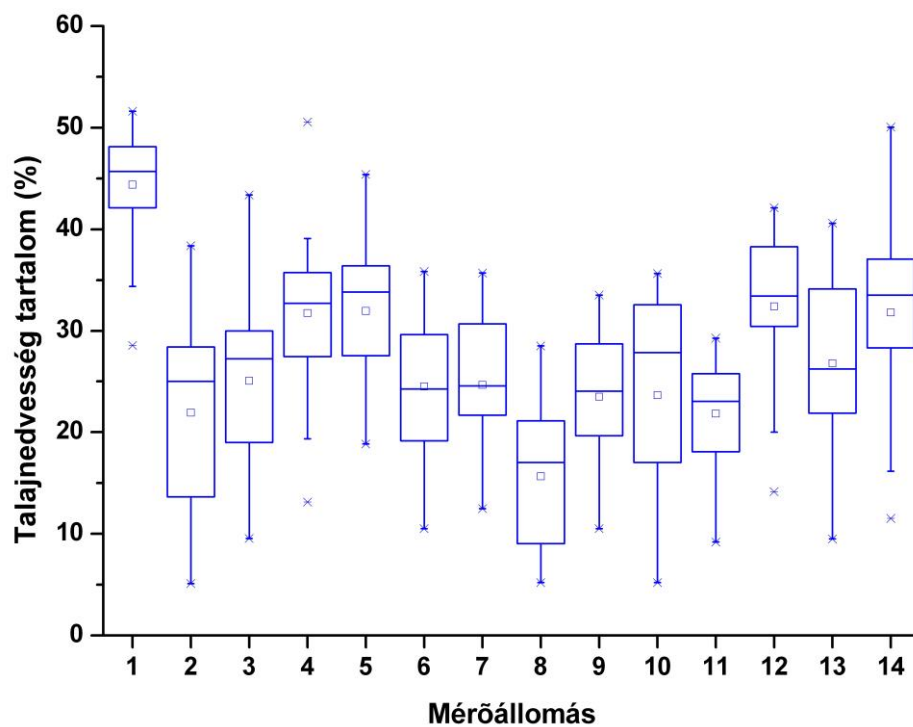
mérőpontoknál. A legjobb összefüggés ennek alapján a 4-es és a 14-es ponttal mutatható ki, a legalacsonyabb r^2 értéket pedig az 1-es, illetve a 10-es mérőpont esetében kapjuk (33. ábra).



33. ábra. A mért és modellezett talajnedvesség közötti lineáris korrelációk

Amikor a lineáris összefüggés értékét minden pontra megvizsgáltuk, az összefüggés a következő mérőpontok talajnedvesség értékei között jelentkezett: 2-8, 5-7, 7-8, 8-9. Mindegyik szenzor a mederhez közel a völgy szűkületi részén helyezkedik el, ugyanakkor változó magasságban, a meredek lejtők miatt (200-240 m), illetve a patak jobb partján (7. ábra). Hasonló domborzati paraméterek tehát magyarázhatják a hasonló átlagos talajnedvesség értékek megfigyelését. A nedvességtartalom összefüggések átlaga, minden mérési pontra vonatkoztatva 0,665 volt. A gyengébb kapcsolat jellemzően a 4-10, 10-11, 11-12-es pontok között jellemző (4. táblázat), amelyek a folyásirány szerinti bal parton, többnyire keleties kitétségű lejtőn helyezkednek el. Az összes mérőpont megfigyelt értékei közül a legalacsonyabb a 2-es pont 0,051-es (m^3/m^3) értéke volt. A szenzor meredek lejtőn, sűrű növényzetborítású területen helyezkedik el, 220 m-es tengerszint feletti magasságban. A talaj fizikai összetételében itt meghatározó az agyag magas aránya, amely hozzájárul a magas értékek folytonosságához.

A talajnedvesség adatok szórása viszonylag alacsony volt az egyes mérőpontokra vetítve, kivételt képez ez alól a 2-es és a 10-es mérőpont. Legkisebb szórással, ellenben a legmagasabb nedvesség értékekkel az 1-es mérőpont rendelkezett a mérési időszakban (34. ábra).



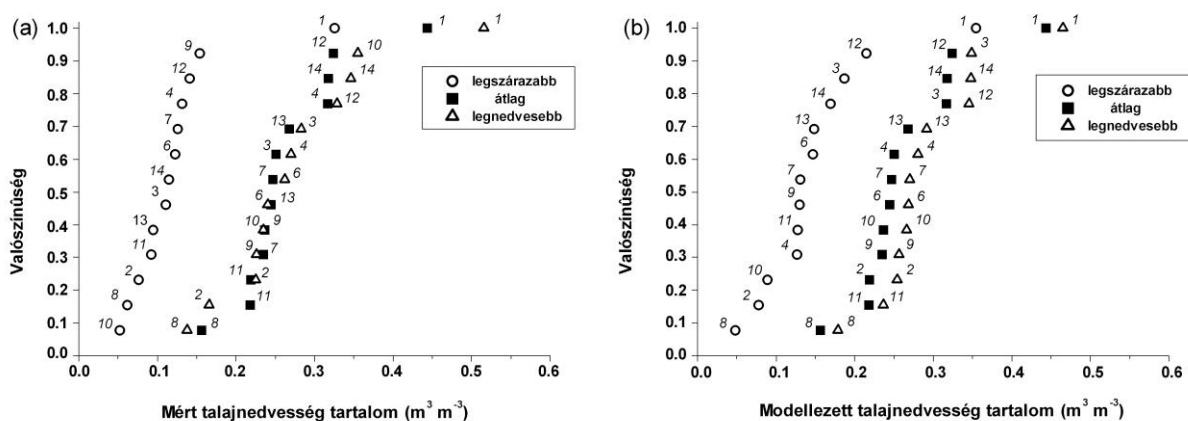
34. ábra. A talajnedvesség értékek szórása az egyes mérőpontokon. A szélső értékek a 90%-os lefedettség alsó és felső határait, a vastag vonal a mediánt jelöli

A szórás eredmények összhangban állnak BROCCA, L. et al. (2012) illetve HEATHMAN, G.C. et al. (2012) eredményeivel, akik a kisvízgyűjtő területen a talajnedvesség növekedésével párhuzamosan kisebb szórási értékeket figyeltek meg. A szórás és az átlagos talajnedvesség értékek alapján is a 8-as pont mondható a legszárazabbnak. További megközelítésként vizsgáltam a mért, illetve modellezett értékek különbségnyezetének összegét (SSE, *sum of squared error*). Elmondható, hogy a növekvő talajnedvesség átlagokkal párhuzamosan általában növekvő különbségérték valósul meg. A különbségnyezetek esetén a legjelentősebb eltérés a 3-as mérőpont esetében adódik ($\Sigma r^2=1804,13$) illetve legalacsonyabb a 7-es szenzor esetén ($\Sigma r^2=191,91$). A statisztikai vizsgálatok eredményét összevetettem domborzati és egyéb talaj paraméterekkel is, úgymint talajvastagság, szemcseméret, lejtőszög. Minden esetben viszonylag kis korreláció mutatkozik, azonban tendenciaváltozás több esetben is megfigyelhető: a talajvastagsággal nő a különbségérték száma, továbbá a magasabb lejtőértékek esetén az értékek szóródása is magasabb.

4. táblázat. A mérőpontok átlagos talajnedvesség értékei alapján meghatározott korrelációs együttható értékei. (Félkövérrel a legjobb, dőlttel pedig a leggyengébb korrelációs értékek szerepelnek)

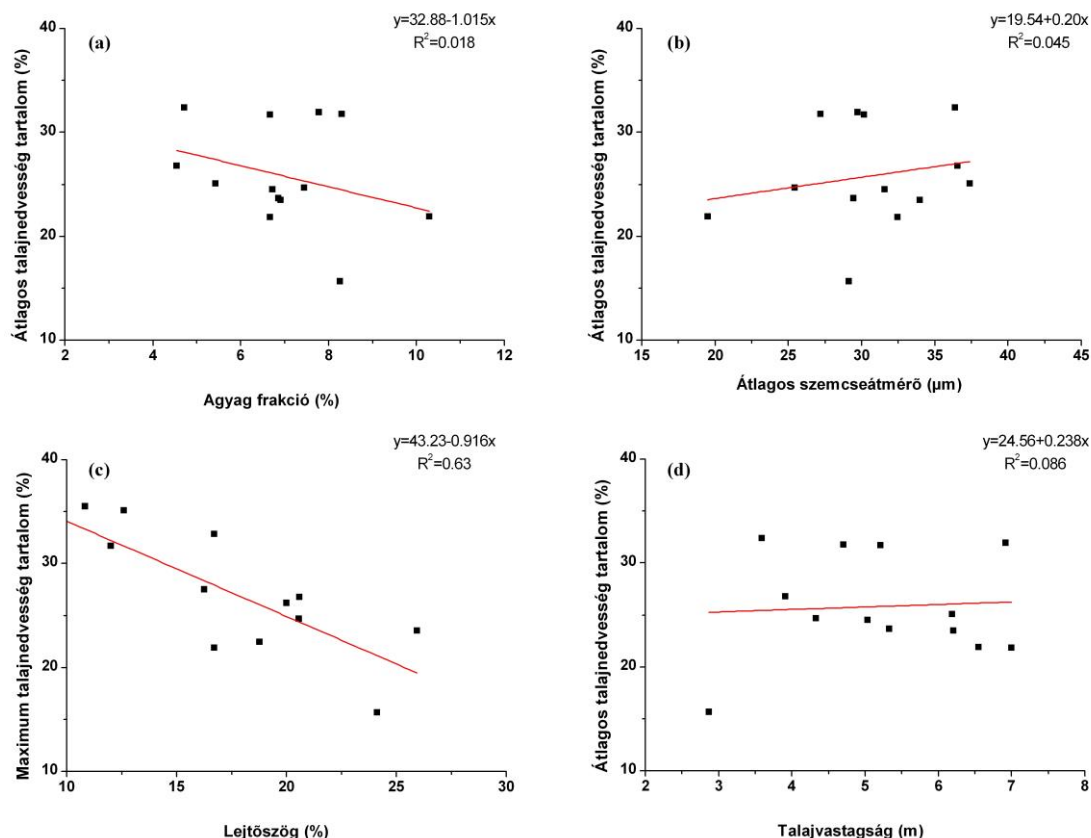
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
1	1												
2	0.614	1											
3	0.776	0.645	1										
4	0.730	0.783	0.617	1									
5	0.674	0.725	0.670	0.773	1								
6	0.573	0.522	0.643	0.490	0.603	1							
7	0.681	0.787	0.657	0.732	0.814	0.539	1						
8	0.650	0.898	0.639	0.738	0.702	0.533	0.839	1					
9	0.641	0.779	0.635	0.708	0.743	0.675	0.828	0.878	1				
10	0.585	0.562	0.570	<i>0.406</i>	0.581	0.524	0.553	0.507	0.620	1			
11	0.577	0.635	0.636	0.646	0.706	0.689	0.791	0.737	0.752	<i>0.479</i>	1		
12	0.678	0.501	0.696	0.607	0.645	0.520	0.634	0.606	0.514	<i>0.475</i>	0.586	1	
13	0.517	0.766	0.705	0.642	0.614	0.499	0.719	0.800	0.727	0.572	0.711	0.650	1
14	0.776	0.744	0.709	0.809	0.807	0.528	0.783	0.776	0.784	0.739	0.687	0.725	0.759

A mért értékek további elemzéséhez a megfigyelt minimum, átlag és maximum értékeket is felhasználtam. Ez alapján felállítható egy valószínűségi rangsor, amit a megfigyelt értékek kategória eloszlása alapján készítettem el (35. ábra). A valószínűség itt az adott mérőponthoz rendelt kategória bekövetkezési valószínűségét mutatja a teljes adatsorra vetítve. Az átlag, illetve a maximum értékek esetén kis eltérés figyelhető meg, a legszárazabb időpont eredményei azonban szignifikáns szórást mutatnak.



35. ábra. A kiválasztott talajnedvességi állapotok valószínűségi rangsora az egyes mérőpontokra vetítve, (a) mért és (b) modellezett esetekben

A megfigyelt legalacsonyabb értékek a 2009. szeptember 4-i, a legmagasabbak pedig a 2008. október 17-i mérés alapján kerültek felhasználásra. Mindhárom esetben az 1-es mérőpont helyén figyelhető meg a legmagasabb talajnedvesség érték. A legalacsonyabb talajnedvesség értékek a 8-as és a 10-es mérőpontoknál jellemzőek. Az 1-es és a 8-as mérőpont elhelyezkedése valamelyest magyarázza a kapott eredményeket. A 10-es mérőpont egy tarvágás folt közelében helyezkedik el, ahol a növényzet hiánya és az alacsony lejtőszög miatt magasabb értékeket várhatnánk. Magyarázat lehet az alacsony értékekre az adatok nagy szóródása, ami véleményem szerint összhangban van HÜMANN, M. et al. (2006) megállapításával, miszerint a tömörödött talaj víztározási és beszívargási kapacitásában csökkenést okoz, ezért a lefolyás aránya nő. A domborzati és talajfizikai paraméterekkel való korreláció igen csekély maradt (0,1-es korrelációs együttható alatt), kivételt képez ez alól a lejtőszög, és a maximális talajnedvesség értékek összefüggése (36. ábra). Ebben az esetben a korreláció értéke nagyon jó, 0,63 az r^2 értéke.

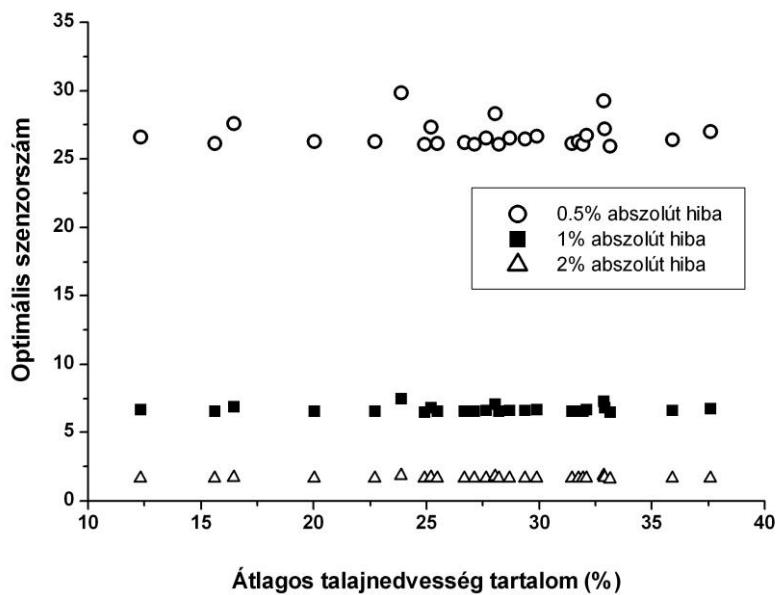


36. ábra. A talajnedvesség és az egyes környezeti paraméterek (a: agyagfrakció, b: átlagos szemcsenagyság, c: lejtőszög és d: talajvastagság RES eredmények alapján) az átlagos (a, b és d) valamint a maximális lejtőszög (c) között

További statisztikai elemzés alapján megpróbáltam a vízgyűjtő területére optimálisnak tekinthető szenzorszám meghatározását elvégezni ezzel a módszerrel is. Elméletileg ideális esetben a hasonló domborzati és talajfizikai paraméterekkel rendelkező pontok, vagy egymáshoz viszonylag közel elhelyezkedő pontok adatainak korrelációja magas kell, hogy legyen. Az optimális szenzorszám meghatározása a következő egyenlet alapján végezhető el (GILBERT, R.O. 1987; BROCCA, L. et al. 2012):

$$Sz = t^2 \frac{\sigma^2}{AE^2} \quad (5.1)$$

ahol Sz az optimális szenzorszám, t a Student-típusú t -próba értéke, σ a szórás értéke, AE pedig az abszolút különbség. Az optimális szenzorszám különböző hibaszázalék érték mellett került meghatározásra. Az eredmények értéke, hibaszázalékok függvényében 3 és 29 monitoringállomás/km² között váltakozik (37. ábra).

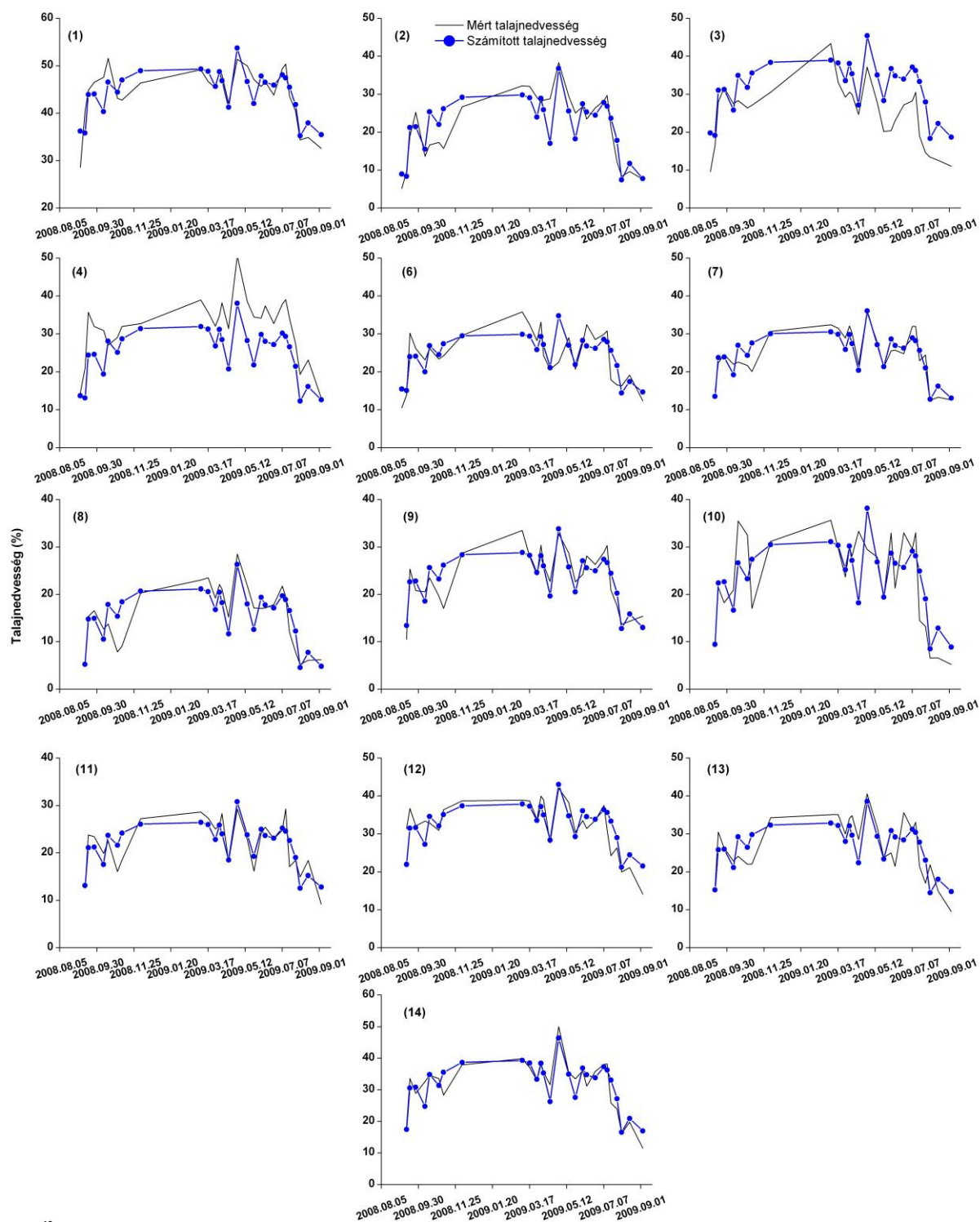


37. ábra. A különböző hibaszázalék értékekkel meghatározott optimális szenzorszám 1 km² monitoring területre vonatkoztatva

BROCCA, L. et al. (2012) eredményeihez hasonlóan az optimális mérőszám növekszik a kisebb abszolút hiba esetén. A talajnedvesség értékek növekedésével az optimális szenzorszám nem, illetve csak csekély mértékben, jellemzően az alacsony hibaérték esetén növekszik. Mivel a megközelítés csupán statisztikai, domborzati paraméter számokat nem tartalmaz, ezért valószínűsíthető, hogy a kapott értékek a Ny-Mecsek változatos domborzati adottságait tekintetbe véve magasabbak kell, hogy legyenek.

5.5. A Pósa-völgyben mért talajnedvesség értékek időbeli mintázata: szezonális változások a talajnedvesség eredményekben

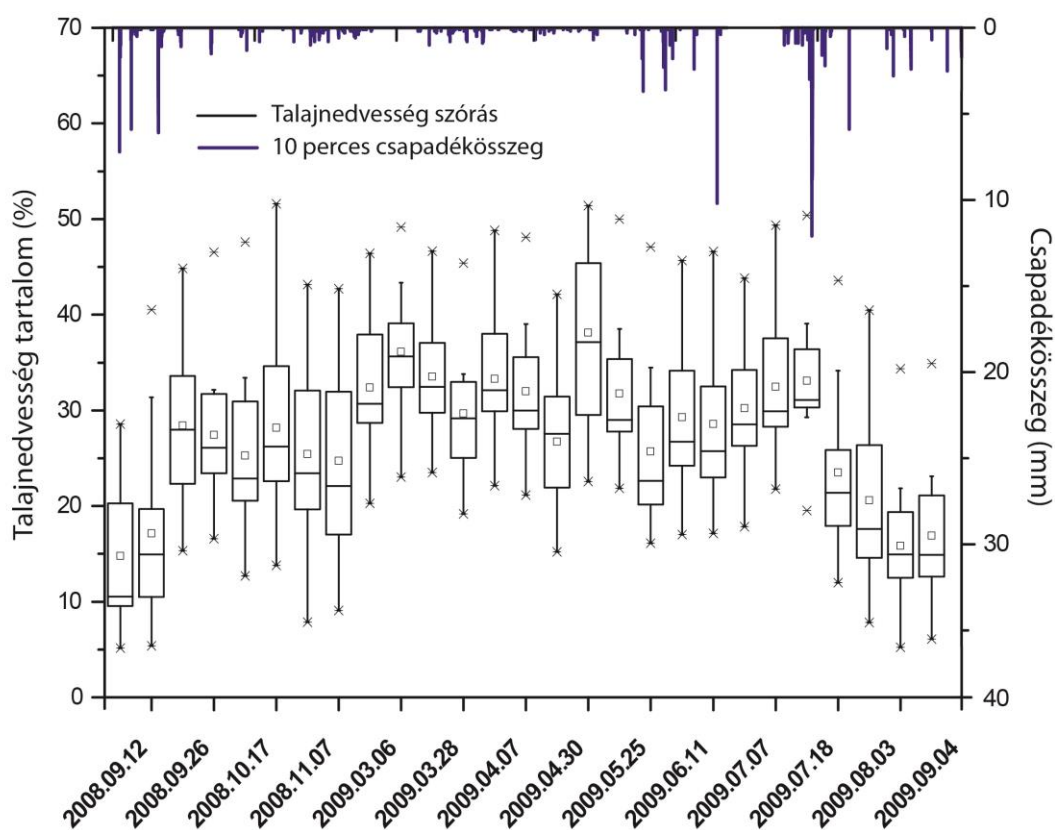
A Pósa völgyben 2008. szeptember 5. és 2009. szeptember 5. között végzett mérések jelentős időbeli változatosságot is mutatnak. Általánosságban elmondható, hogy a legalacsonyabb értékeket szeptemberben, a legmagasabbakat pedig kora tavasszal mértük. A mérőpontok átlagait tekintve egy jelentős maximum mutatkozik az éves váltakozásban, 2009. március 6-án, illetve egy második csúcs 2009. április 30-án, tehát mindkét esetben a kora tavaszi időszakban. A jelzett időpontokban a vízgyűjtőre vetített átlag értékek elérik a 38-, illetve 36 %-os értéket (0,38, valamint 0,36 m³ m⁻³ térfogati talajnedvesség értéket), ebben a sorrendben (38. ábra).



38. ábra. A talajnedvesség éves változásai a 14 mérőpontnál a Pósa-völgyben, 2008. szeptember 5. és 2009. szeptember 5. között (zárójelben a monitoring állomás száma)

Az egyes mérőállomásokra vetített teljes idősor átlagai az 5-, és 50% ($\theta_v = 0.05$ és $0.50 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, utóbbi tehát talajnedvességre tekintve telített) értékek között mozognak. A legalacsonyabb átlagok az első és az utolsó mérési időponthoz köthetők, 2008. szeptember 5. illetve 2009.

szeptember 5.-i időpontokkal. Ezekben az időpontokban a tömegalapú talajnedvesség értéke 0,148 és 0,128 m³m⁻³ volt. A mért és modellezett adatok közötti erős korreláció a 4-es, illetve a 7-es mérőpont értékeinél figyelhető meg. Itt az évszakos változás a következők szerint alakul: a leginkább változékonny időszak 2008 ősze (0,1 és 0,25 m³m⁻³ közötti ingadozás), ezután a tavaszi csúcs idejéig a 0,3 m³ m⁻³ érték körül alakul. A 2009. április-májusi maximum után erősen visszaesik a nyári száraz időszakkal párhuzamosan. A talajnedvesség értékek időbeli szórását, és csapadékösszegekkel való összefüggését a 39. ábrán követhetjük nyomon.



39. ábra. A talajnedvesség tartalom szóródása a teljes mérési időszakban 2008. szeptember 5. és 2009. szeptember 5. között a Pósa völgyben. A felső x-tengely a 10-perces csapadékösszeget mutatja, a Hetvehelyi meteorológiai állomás adatai alapján

A mért adatok alapján megállapítható, hogy a kora őszi csapadék maximum esetén – az alacsonyabb talaj-, és léghőmérséklet miatt – rövid időszakon belül a talajnedvesség átlagértékek ugrásszerűen növekednek. A kora tavaszi maximum viszonylag állandó, amely a kis összegű, de folyamatos csapadék utánpótlással állítható párhuzamba. A nyári időszakban az alapvetően száraz, meleg talaj a nedvességet nem tudja jelentősen tárolni, még a jelentős

mennyiségű csapadék lehullása után sem tapasztalható ugrásszerű növekedés a nedvesség értékekben. Ezeket a megfigyeléseket megerősítették a későbbi, 2011-2012-es, Decagon 5TM TDR-típusú szenzorokkal elvégzett, 10-perces időintervallumokban gyűjtött talajnedvesség adatok is.

5.6. Az összegyülekezési idők számításának vizsgálata

A hidrológiai modellezés során részletes input környezeti, hidrológiai és hidraulikai paraméterek segítségével kaphatunk képet a tetőző árhullám, vagy éppen az árhullám kép alakulásáról. A villámárvizeket kiváltó peremfeltételek közül az egyik leginkább változó környezeti paraméter az összegyülekezési idő (t_c), amely az árhullám időbeli alakulását, illetve a maximális tetőző magasságot és vízhozamot (h_{max} illetve Q_{max}) befolyásoló környezeti peremfeltétel. Amint az előző fejezetekben is látható, az összegyülekezési idő hossza, mint modell input paraméter, a tapasztalati tetőző árhullámok nagyságára és hosszára, továbbá a HEC-HMS modell árhullám képére is hatással van. Az összegyülekezési idő számítása többféle egyenlettel lehetséges (WANIELISTA, M. et al. 1997, ABUSTAN, I. et al. 2008). Ezek közül egyszerűbben számítható a Kerby-, és a Kirpich-formula (sorrendben):

$$T_c = 0,83(Lns^{-0,5})^{0,467} \quad (6.1)$$

$$T_c = 0,0078 \left(\frac{L^{0,77}}{S^{0,385}} \right) \quad (6.2)$$

ahol L a meder hossza, s az átlagos lejtőszög, míg a Kerby-egyenletben szereplő n a meder érdességi együttható értéke. Valamivel összetettebb, de alapvetően szintén a vízgyűjtő alaki adottságaiból levezethető egyenlet a Bransby-Williams, amely az összegyülekezési időt a következő metódussal adja meg:

$$T_c = 21,3L \frac{1}{A^{0,1} S^{0,2}} \quad (6.3)$$

ahol L a meder hossza, A a vízgyűjtő területe, S pedig a meder átlagos esése. Gyakran használatos továbbá az összegyülekezési idők számításához az Izzard-formula:

$$Tc = \frac{41L^{0,33}}{i^{0,66}} \left(\frac{0,0007i + c_r}{S^{0,33}} \right) \quad (6.4)$$

ahol L vízgyűjtő keresztmetszetén lefolyó víz, i az adott csapadékeseményre vonatkoztatott intenzitás, c_r mederérdességi együttható, S pedig az átlagos lejtőszög.

A pontosabb parametrizáció érdekében szükségesnek tartottam – több kisvízgyűjtőre alkalmazva – az egyes számítási metódusok összehasonlítását. Az összegyülekezési idő szoros összefüggésben áll a csapadékintenzitással, a felszínborítással, továbbá a lejtőszöggel (RANZI, R. et al. 2007). Az összegyülekezési időt további paraméterek is meghatározzák, így például a köztes lefolyás vagy a beszivárgás, amelyeknek gyors vagy lassabb telítődés miatt is fontos szerepe van az időtényező kialakításában. A Bálicsi-vízgyűjtő területe jelentős csapadékhhoz jut éves szinten, illetve a városon belül is, amely alátámasztja a terület hidrológiai, vízgyűjtő szintű elemzésének fontosságát és szükségességét a csapadék-lefolyás kapcsolatok szempontjából. Különösen igaz ez azért is, mert a terület csapadék-, és szennyvízcsatorna ellátottsága Pécs adminisztratív határain belül elmaradottnak számít (CZIGÁNY SZ. – RONCZYK L. 2011), továbbá magas relief-energia értékkel is rendelkezik. A vízgyűjtő déli részén a Q - h kapcsolati görbe meghatározásához történő vízhozam mérések alapján – és az éves csapadékmennyiségből számítva – a területre meghatározott lefolyási együttható 0,24, amely leginkább a kötött talajokkal és meredek lejtőszöggel jellemezhető területekre alkalmazott együttható.

A vizsgálat során a *Racionális* árhullám számítási módszer kapcsán vizsgáltam 8 választott kisvízgyűjtőn (100 km² alatt): Büdösgáti-patak, Ecseny-Diósi vízfolyás, Hodácsi-patak, Orfűi-patak, Tetves-patak, Vargabónyi-vízfolyás, Vízfő-forrás és a Völgységi-patak felső szakasza. Az összegyülekezési idők változását, elsősorban a *Wisnovszky*-féle számítás alapján, továbbá a dolgozatban eddig vizsgált kisvízgyűjtőkön alkalmaztam egyéb megközelítéseket (*Kerby*-, és *Bransby-Williams* egyenlet, *Kiprich-formula* illetve *Izzard*-módszer). Az kapott értékeket ezután a folyókon (a tetőző árhullám és a hozzá kapcsolódó csapadékesemény kezdetének időpontbeli különbségéből) megfigyelt összegyülekezési időkkel vettem össze. Ezek a 2005 és 2010 között megfigyelt legfontosabb tetőző áradások értékei alapján kerültek számításra. A megfigyelések alapján a vízhozam számítás pontos értékeihez kapcsolódó összegyülekezési idők kevésbé korrelálnak a terepen megfigyelt értékekkel. A *Racionális* módszer használatához alkalmazott összegyülekezési idők így inkább a vízhozam megállapításához alkalmazhatók, mint a terepi megfigyelések alapján kivitelezett számításra. A *Wisnovszky*-féle módszerrel számolt értékek közelítően pontosnak

mondhatók a terepi megfigyelésekkel kapcsolatban (5a. táblázat). A kis területű, átlagban 38,6 km² területű vízgyűjtők esetén az értékek 28 perc és 3 óra 40 perc között szóródnak. A további 8 vízgyűjtő vizsgálata alapján a Wisnovszky-féle számításról elmondható, hogy elsősorban terület arányos, illetve viszonylag kis szórással rendelkezik. A 100 km² alatti területtel rendelkező vízgyűjtők esetében az értékek 1 és 6 óra időintervallum között szóródnak, amely a terület nagyságrendi változásával párhuzamba állítva kicsinek tekinthető. További számítások alapján az alfejezet elején említett nemzetközi számítási módszerek közül a kisvízgyűjtőkön megfigyelt T_c értékeket a legjobban az Izzard-egyenlet számítása adja vissza. A Bransby-Williams-, Kirpich-, illetve Kerby-féle számítások alulbecsülik az összegyülekezési idő nagyságát. A vizsgált esetekben az érték az 1 órát sem éri el, amely csak a Bálicsi és a Gorica vízgyűjtőjének esetében fordult elő, azonban itt is egy esetben volt ilyen alacsony minimum érték (5a. és 5b. táblázat).

5a. táblázat. A vizsgált összegyülekezési idők értékei (órában kifejezve)

Vízgyűjtő	Terület	Kerby	Kiprich	Bransby-Williams	Izzard-formula	Wisnovszky-féle T_c (h)	Terepi mérés alapján számított T_c (h)		
							Min	Max	Átlag
Bálics	1,7	0,2	0,1	0,4	2	0,28	0,25	5,33	2,15
Gorica	5,9	0,6	0,1	0,6	10,5	0,67	0,83	29,92	10,99
Káni	9,6	0,6	0,1	0,8	7,6	0,98	1,08	23,75	7,83
Sormás	12,2	0,7	0,1	0,8	12,7	3,4	1,75	14,5	7,75
Sás	7,7	0,5	0,1	0,7	5	1,9	1,25	32,25	12,12

5b. táblázat. A vizsgált összegyülekezési idők értékei (órában kifejezve)

Vízgyűjtő	Terület	Racionális/Wisnovszky-féle T_c (h)
Büdösgáti	48,3	3
Ecseny-Dió	22,4	2
Hodácsi	2,4	1
Orfűi	37,3	3
Tetves	79	3
Vargabónyi	75,6	3
Vízfő-forrás	15,2	2
Völgységi	28,5	2

5.7. Empirikus függvények alkalmazása

A tetőző árhullámok számítása érdekes lehet, amennyiben a kisebb vízgyűjtőkről csak részleges adatok állnak rendelkezésre, illetve a mérések során adathiány fordul elő. További vizsgálat az egyes módszerek összevetésében azért fontos, mert a kisvízgyűjtőkön levonuló árhullámok karaktere eltér a hagyományos nagyvízi árhullámoktól, így a számítások alkalmazhatósága ezekre a területekre nem teljesen kiforrott. A legtöbb számítási eljárás alapvetően a vízgyűjtő területét és a fajlagos, vagy egy adott valószínűségű vízhozamot vesz alapul. A vízhozam meghatározásához azonban olyan tényezők is fontosak, mint az összegyülekezési idő, a felszínborítás, vagy a csapadék intenzitása.

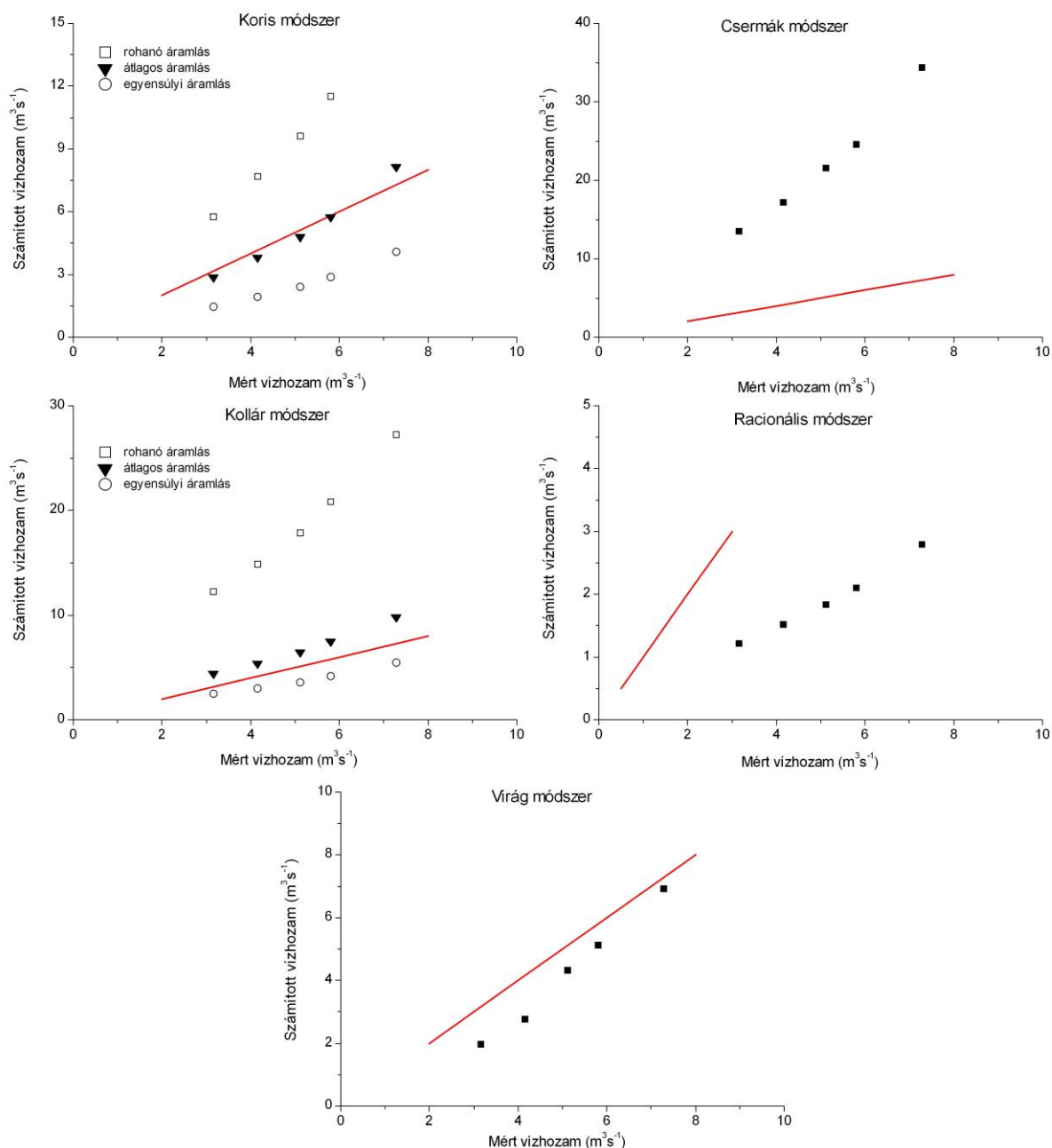
A tetőző árhullámok meghatározására 5 kiválasztott kisvízgyűjtőt vettem alapul, ezek a Bükkösdi-víz részvízgyűjtői, illetve a Bális-patak vízgyűjtője. Az öt vízgyűjtő mindegyikére különböző visszatérési időkre meghatározott (5, 10, 20, 33 és 100 éves időintervallumok) szintén öt különböző módszerrel számoltam. Ezek a módszerek a gyakorlati hidrológiában általánosan használt megközelítések. A számolt eredményeket a vízgyűjtőkön mért több éves vízhozam adatsorok alapján korreláltam a megfigyelt tetőző vízhozamokkal. A megfigyelt tetőző vízhozam értékeket a DDVIZIG szolgáltatta a 2005-2013 közötti mérések alapján. Majdnem minden esetben a modellezett értékek túlbecslik a megfigyelt hozamokat, a 25 eset közül csak 4-nél fordult elő ennek ellenkezője, amikor a kapott értékek kisebbnek bizonyultak a megfigyeltnél. Általánosságban elmondható, hogy a Csermák-féle megközelítés adta a legnagyobb hiba értékeket, és szórást az egyes számítások tekintetében. Az átlagos hiba különbség a módszer használatával majdnem 700%-os volt, azaz a mért hozamokat többszörösen is túlbecsülte. Legjobb összefüggés a 25 esetre számított árhozam vizsgálat során a Virág-féle, továbbá a Racionális módszer alkalmazásával érhető el. ($\sigma = 80,3$; legkisebb hiba különbség 1,42%). Az egyes módszerek használatával igen jelentős differenciák mutatkoznak, mivel a hiba különbségek 1,42 és 1640% között ingadoztak (6. táblázat). A vízgyűjtők tekintetében a Sás-patakra számolt Virág-féle és Racionális módszerek, továbbá a Gorica esetében a Racionális módszer adta a legkisebb eltérést a mért hozamokhoz képest. Amennyiben mind az öt módszer eredményességét vetítjük egy vízgyűjtőre, úgy a Káni-patak eredményei tekinthetők optimálisnak, hiszen itt az értékek közelítően alacsony hiba eredménnyel jelennek meg (40. ábra).

6. táblázat. A mért és a különböző módszerek alkalmazásával számított tetőző árhullám értékek százalékos különbségei (**Félkövér:** legmagasabb értékek, **dőlt:** legalacsonyabb eltérések)

	Visszatérési idő	Mért és fajlagos hozamok relatív különbsége	Számolt – mért vízhozam különbségek (%)				
			<i>Koris</i>	<i>Csermák</i>	<i>Kollár</i>	<i>Racionális</i>	<i>Virág</i>
<i>Sás</i>	5	1,243	84,411	612,13	157,42	21,4	<i>10</i>
	10	1,41	115,27	693,54	192,7	14,14	35,63
	20	1,55	145,33	809,49	246,9	<i>4,87</i>	94,11
	33	1,64	179,1	879,84	317,44	3,56	118,1
	100	1,798	261,14	1152,82	373,7	26	169
<i>Gorica</i>	5	0,843	123,21	720,53	184,3	15	18,58
	10	0,907	176,6	870,67	262	<i>1,42</i>	55,22
	20	0,955	228,34	1058,73	346,86	13,77	131,38
	33	0,984	282,37	1177,8	450,41	26,76	166,17
	100	1,035	415,18	1601,41	550,37	60,63	241,78
<i>Sormás</i>	5	1,025	208,27	927,43	330,93	59,34	123
	10	1,228	242,84	990,68	392,37	65,81	161,96
	20	1,416	271,85	1089,75	455,4	74,86	256,82
	33	1,546	308,6	1137,98	533,76	83,81	287,3
	100	1,812	393,8	1378,55	584,16	108,9	346,1
<i>Kán</i>	5	2,830	8,83	327,3	39,54	50,17	38
	10	3,726	7,67	313,07	29,26	52,77	33,68
	20	4,586	6,23	321,9	26,02	53,37	15,42
	33	2	0,91	322,2	29,47	52,86	11,71
	100	6,532	11,91	371,25	34,93	49,92	<i>4,96</i>
<i>Bálics</i>	5	2,77	39,22	121,6	11,74	91,62	74,17
	10	2,92	38,44	114,22	18,24	90,1	72,36
	20	3,03	37,48	118,8	20,29	88,4	64,76
	33	3,49	33,94	118,95	18,11	88,43	63,21
	100	3,72	25,38	144,4	14,66	85,54	60,4

A Sás-patak és a Káni-patak vízgyűjtői esetén mutatkozó pontosabb értékek hátterét valószínűleg azok magas lejtőszög értékei, továbbá a helyenként megfigyelhető tarvágásos foltok adják, amelyek közvetlenül befolyásolják a lefolyást. A Sás-völgy északi, torkolathoz közeli részében magas agyagtartalmú talajok is közrejátszanak ebben. A nagyobb lefolyási együttható ilyen módon jobban közelíti a számolt értékeket a megfigyelt tetőző árhullámokhoz. Mindegyik módszernél általánosan megjelenő tendencia, hogy a növekvő

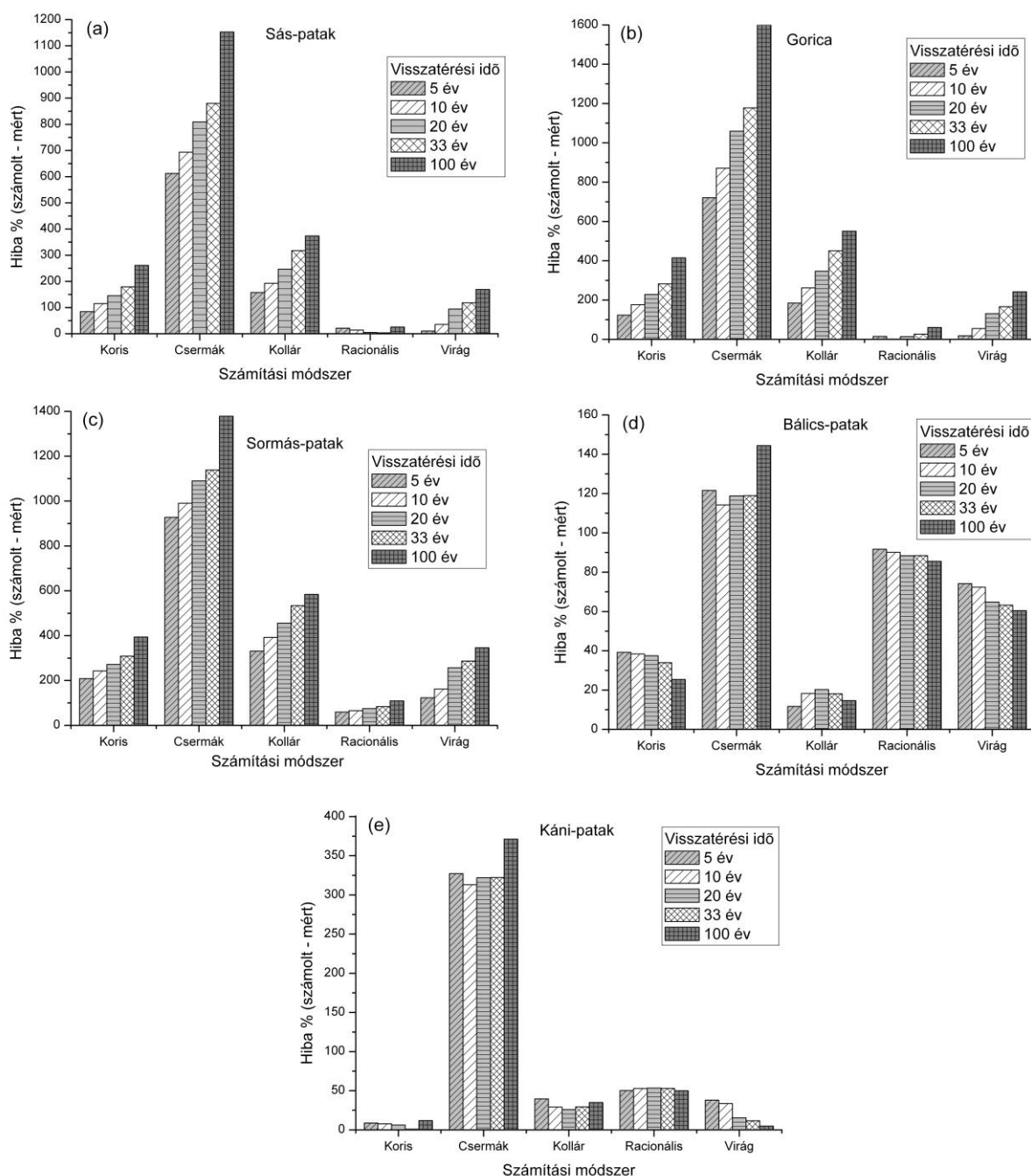
visszatérési időkkel párhuzamosan a hiba (pontosabban a különbség) százalékok eltérése is fokozatosan növekvő.



40. ábra. A tetőző vízhozamok számított és mért értékei a Káni-patak esetében, az öt empirikus tetőző vízhozam értékeket számoló módszerek alkalmazásával. A piros vonal a 1:1-es illesztést jelöli

Olyan környezeti faktorok, mint például az összegyülekezési idő, vagy a felszínborítás erősen befolyásolják a tetőző árhullámok alakulását, amely paraméterek a Racionális módszer számításában megjelennek. Ez egyfelől előnye is módszernek, hiszen a részletesebb paraméter vizsgálattal a valószínűségi árhullám pontosabban adható meg. Másrészt azonban az összegyülekezési idők (valamit a többi szükséges bemeneti paraméter) számítása

szükségszerűen pontos kell, hogy legyen, mivel ennek függvényében az eredmény igencsak változó. A legtöbb esetben jó eredmény mutatkozik a mért adatsorok alapján (a csapadékesemény kezdetétől az árhullám csúcs időpontjáig terjedő intervallum figyelembevételével) számolt összegyülekezési idők használatával. Néhány esetben azonban sokkal magasabb értékek alapján kapható közelítően pontos eredmény, ezeknél a számolásoknál a Wisnovszky-féle egyenletet tekintetem irányadónak. A mért és modellezett értékek kapcsolatainál a Bálicsi-patak vízgyűjtőjén is közelítően alacsony eltéréseket kapunk, amennyiben mindegyik számítási metódust figyelembe vesszük. A számolt értékek megfigyelése alapján így két csoportra bontható az öt vizsgált vízgyűjtő: a Bálicsi-patak, és a Káni-patak kisebb szórással, és alacsony hiba százalékokkal szerepelnek, amíg a Sormás-, Sás-, és a Gorica vízfolyások eredményei a várttól elmaradnak. A Gorica és a Sormás esetében mind a szórás, mind pedig a különbség értékek többszörösei a megfigyeltnek ($\sigma=299,2$ és $394,4$ illetve átlag= $306,4$ és $498,4\%$ sorrendben). A Káni-patak domborzati és felszínborítási tulajdonságait tekintve hasonló a Bükkösdi-patak többi részvízgyűjtőjéhez, ennek ellenére alacsony értékei alapján nem illeszkedik azok sorába. A hibaértékek növekedése a különböző visszatérési idők kapcsán jól megfigyelhető az utóbb említett „csoport” esetén. A Bálics és a Káni-patak vízgyűjtője azonban ebben a tekintetben is más trendet mutat, hiszen a különbség viszonylag állandó marad a legtöbb visszatérési idő alkalmazásával egyaránt (41. ábra). Ez a megfigyelés szintén alátámasztja a vizsgált vízgyűjtők két csoportra való bontását. A Racionális-, továbbá a Virág-féle módszer alkalmazásakor ezeken a vízgyűjtőkön a hibaértékek trendje fordítottan mutatkozik.

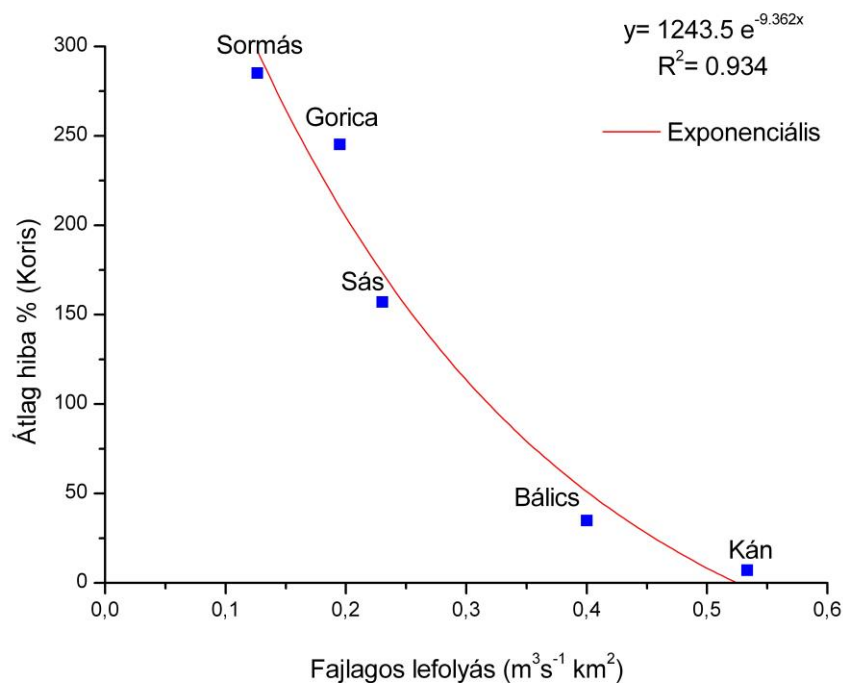


41. ábra. Százalékos értékek különböző visszatérési idők mellett (a) Sás-patak, (b) Gorica, (c) Sormás-patak, (d) Bálács, és a Káni-patak vízgyűjtőjén

Lefolyási és fajlagos együtthatók kapcsolatai a Koris-féle módszer árhullám értékeivel

Ugyan a számítások során a legpontosabb eredmények a Virág-féle és a Racionális módszerek használatával adódtak, ugyanakkor a lefolyási együttható vizsgálatánál a Koris-féle módszert vettem számításba. Ennek oka, hogy mindkét módszer esetén a számításban olyan faktorok szerepelnek, amelyek az eredmények pontosságát bizonytalaná teszik. A Virág-féle módszer esetén a segédlet ábrája elsősorban 100 km² vízgyűjtő terület felett teszi lehetővé a pontos

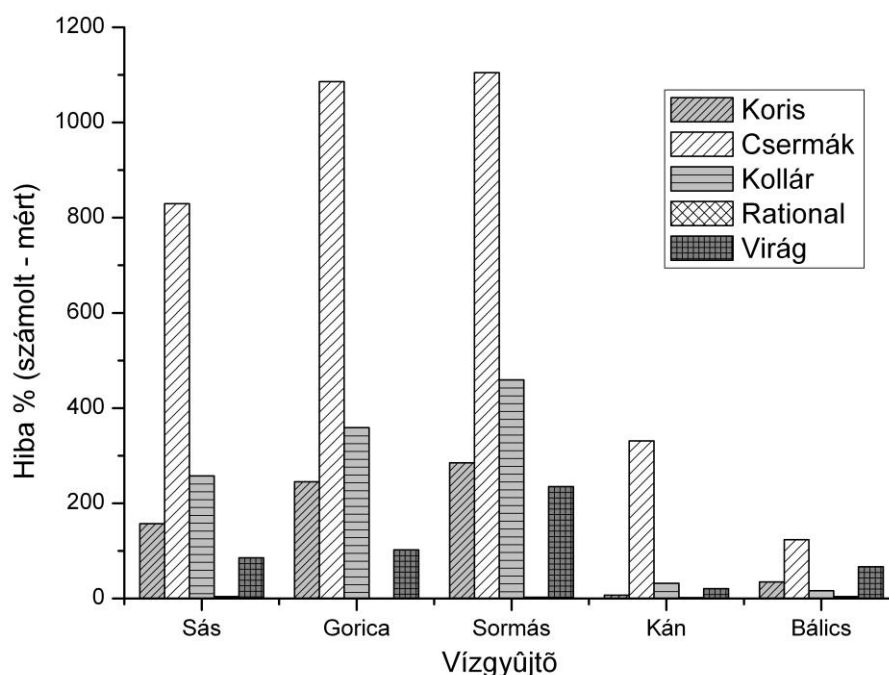
korrelációs együttható (C_p) leolvasását, így kis vízgyűjtőknél ez jelentősen megnehezíti annak alkalmazását, míg a Racionális módszer esetén az összegyülekezési idő meghatározása hagy kérdőjeleket a pontosság tekintetében. A Koris-féle módszer esetén ezek a faktorok nem épülnek be a számításba, amely egyszerűsíti az árhullám meghatározását, ugyanakkor különböző áramlási típusok esetére is alternatív megoldást ad. A Koris-féle átlag eredményeket a fajlagos lefolyással és a lefolyási együtthatóval (a lehullott csapadék és a kifolyó vízmennyiség hányadosával számolva) korreláltam. Mindkét esetben a korábban említett két csoport mutatkozik, tehát a Bálicsi-, és a Káni-patak esetében jobb eredményeket kapunk. A fajlagos lefolyás értékek jelentős korrelációs kapcsolatot mutatnak a Koris-féle eltérés átlagokkal (42. ábra).



42. ábra. A fajlagos lefolyás és a Koris-módszer átlag különbségei közötti korreláció

A lefolyási együttható esetében a legmagasabb érték a Sás-vízgyűjtőn adódik (0,401), amely a korábban említett helyenként magas agyagtartalom, és a magas lejtőszög értékek következtében figyelhető meg. A Bálicsi vízgyűjtője azonban – ehhez képest – alacsony értékkel rendelkezik (0,275). Az alacsonyabb értékek valószínűleg a területhasználat okaiban keresendők, mivel a vízelvezető csatornák a többletschapadékot elvezetik, ezért itt a felszíni hozamban ez nem jelenik meg, ezáltal csökkentve a lefolyási együttható számított értékét. Mindazonáltal a Q - h kapcsolati görbe esetleges pontatlanságát is megemlíthetjük, amely ilyen módon közvetetten befolyásolja a lefolyási együtthatót.

A tapasztalati alapú vízhozam számítások az öt vizsgált vízgyűjtő kapcsán jelentős eltéréseket mutatnak az átlagos értékek tekintetében (43. ábra).



43. ábra. Az egyes empirikus tetőző vízhozam értékeket számoló módszerekkel számolt átlag hibák a vizsgált vízgyűjtők esetében

A legpontosabb számítások a Virág-, és a Racionális módszerek alkalmazásával érhetők el, ugyanakkor a számításokba beépülő faktorok miatt az eredmények adekvát alkalmazása bizonytalan.

Vizsgálataim alapján tehát a kisvízgyűjtőkön történő empirikus árhullám számítás esetében a *Koris* által megfogalmazott, normál vízjárásra leírt számítási módszer alkalmazható leginkább. Mindezt alátámasztja a Koris-féle módszer értékeinek magas korrelációs kapcsolata a fajlagos lefolyás értékeivel. A Koris-féle módszer további előnye, hogy egyszerű paraméterekkel is számolható. Mind a Kollár-, mind a Koris-féle tetőző árhullám számítása esetén különböző áramlási típusok alkalmazására van lehetőség, ezek közül legtöbbször a kisvízi, vagy az egyensúlyi áramlás mintáján kapott értékek adták a legjobb illeszkedést a mért vízhozamokhoz. A fent említett módszereket általánosan az országosan jelentős, nagyméretű vízgyűjtők árhullámai alapján írták le, a dolgozatban pedig a kisvízgyűjtőkre történő alkalmazhatóság vizsgálata kerül előtérbe, ezért a kis-, illetve egyensúlyi áramlásra kapott, ugyanakkor nagyobb fajlagos lefolyással számított értékek a vártak megfelelőek.

5.8. Vízhozam idősorok és árhullámok modellezése 1-dimenziós csapadék-lefolyás numerikus modellek segítségével

5.8.1. Modellválasztás

Az előző alfejezetekben megtárgyalt mért és modellezett csapadék és talajnedvesség adatokat felhasználva, reprodukáltam néhány kiválasztott vízhozam árhullám idősorát. Ennek a munkának az elsődleges célja az volt, hogy megfelelő optimalizációs eljárás segítségével meghatározott környezeti paraméterek, mint input paraméterek felhasználásával elkészíthető legyen egy olyan numerikus modell, amely felhasználható az árhullámok, illetve a villámárvizek megfelelő időelőnnnyel történő előrejelzésére. Jelenleg a piacon több lefolyási modell is elérhető, ilyen például a *Modflow* vagy az Storm Water Management Model - *SWMM* - (SHARIFAN, R.A. et al. 2010; OU, G. et al. 2013). Amint már említettem az Eszközök és módszerek fejezetben, két modellt, az amerikai fejlesztésű HEC-HMS-t (HEC Hydrologic Modeling System, US Corps of Engineers, Davis, CA, Egyesült Államok), illetve a Dán Hidrológiai Intézet (Danish Hydrologic Institute, Hørsholm, Dánia) által előállított MIKE 11 programok használhatóságát és alkalmazhatóságát teszteltem a Sás-patak kisvízgyűjtőin. A modellfuttatásokat követően numerikus modell adatokat pedig összehasonlítottam a korábbi öt, empirikus, tapasztalati modell megfelelő eredményeivel.

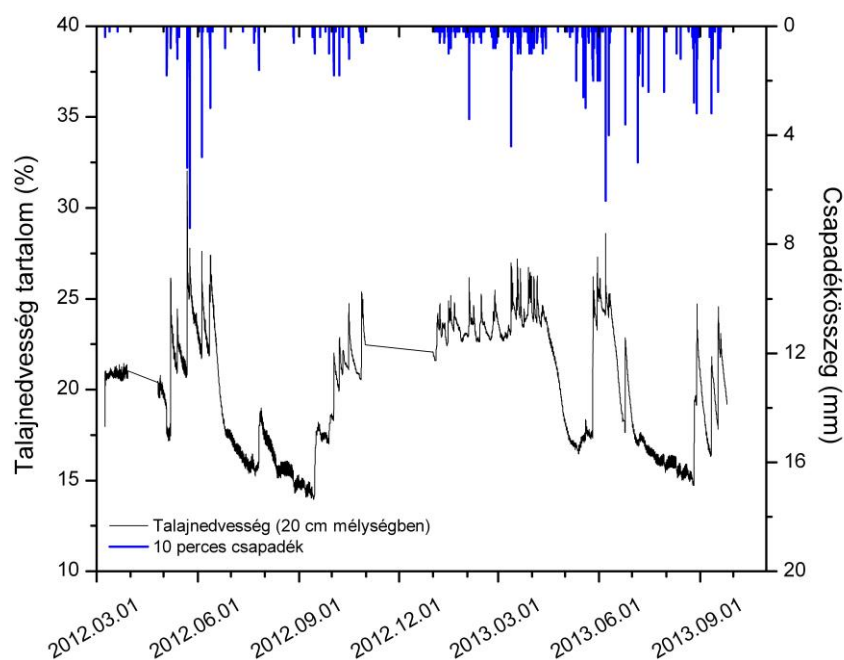
5.8.2. Árhullámok reprodukálhatósága és numerikus modellezése a HEC-HMS csapadék-lefolyás modell segítségével

A HEC-HMS modellfuttatásra három csapadék- és árhullám eseményt választottam ki. A csapadékesemények Decagon ECRN-100 billenőedényes csapadékszenzorokkal kerültek rögzítésre, míg a validálásra használt vízhozam adatok a Sás-völgyben elhelyezett MÉV/DDVIZIG által kezelt vízmérce adataiból származik. A Sás-völgy vízgyűjtőjén lehullott 2011-es és a Bálicsi-vízgyűjtőn 2012-ben és 2013-ban mért csapadék adataiból elkülönítésre került az év során bekövetkezett jelentősebb csapadékesemény, melynek csapadékindenzitási és átlagos időtartamai kerültek számításra, továbbá hatásuk a talajnedvesség-, és hőmérséklet változására. (7. táblázat).

7. táblázat. A HEC-HMS-ben végrehajtott modellfuttatásra kiválasztott rövid idejű csapadékesemények legfontosabb jellemzői

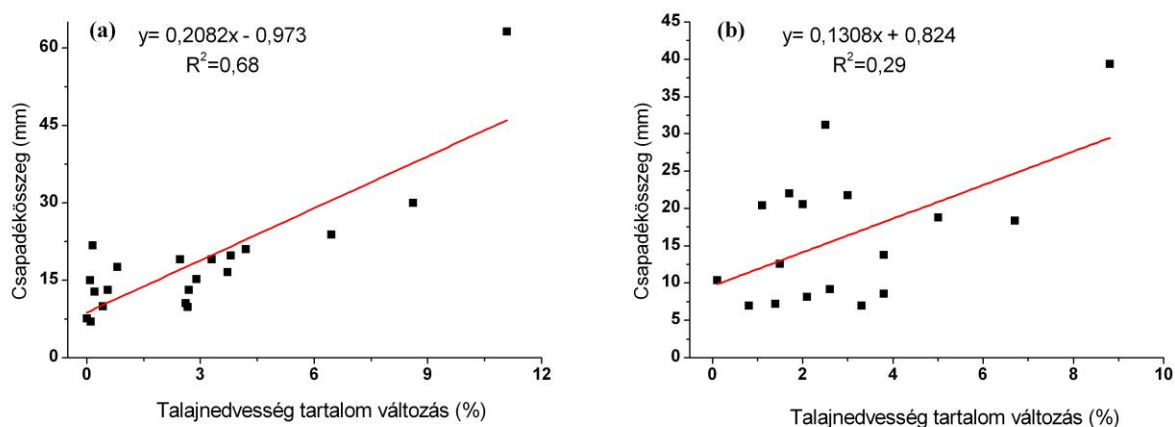
	12 órás csapadékösszeg (mm)	Átlagos csapadékontenzitás (mm/10min)	Átlagos talajnedvesség változás (%)	Átlagos talaj- hőmérséklet vált. (°C)	Átlagos csapadék időtartam (h)
2011.07.25	40,2	5,05	5,09	0,35	7,51
2012.05.22	63,2	3,23	2,84	1,55	7,48
2013.05.26	39,4	2,28	2,95	0,79	7,04

A csapadék és talajnedvesség kapcsolatok egyik érdekessége a vizsgált események alapján, hogy a rövid idejű, de intenzív, nagy mennyiségű csapadékhullás esetén a talajnedvesség növekedése jelentősebb, mint a lassabb, hosszan tartó csapadékhullás esetén. Ennek azonban ellenkezőjét várhatnánk, hiszen a nagyobb csapadékontenzitáshoz gyorsabb összegyülekezési idő, és így kisebb beszivárgási érték kapcsolódna. A beszivárgásban a kezdeti talajnedvesség, illetve a talaj textúrája (fizikai talajféleség, szemcseeloszlás, illetve telített és telítetlen vízvezetőképesség, valamint infiltrációs képesség), valamint a domborzat is jelentős szerepet játszik. Amennyiben ezek a tényezők a kezdeti – intenzívebb – beszivárgást segítik elő, úgy valószínűsíthető, hogy a vizsgálati területen található talaj is nagyobb mennyiségű csapadék befogadására képes az iniciális beszivárgási szakaszban. A talajnedvesség mélységgel való változása hasonlóan alakul, azonban a felszín közeli rész befogadóképessége a szenzoros mérések alapján kisebb (44. ábra).



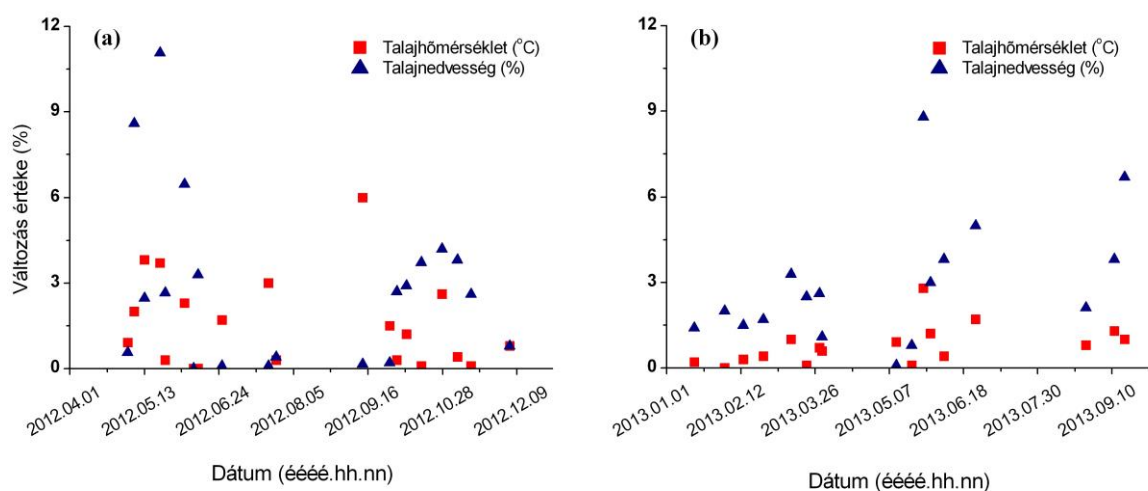
44. ábra. A térfogati alapú talajnedvesség tartalom (θ_v) változása 2012. március 1. és 2013. szeptember 30. között a PTE meteorológiai állomásán, Decagon 5TM TDR-típusú talajnedvesség szenzorral mérve 20 cm-es talajmélységben (a Bálcsi-vízgyűjtőre vonatkoztatott adatok)

A leválogatott csapadékeseményekhez kötődik az évi csapadékmennyiség közel 75%-a, ezek közül két esemény (2011.06.24 és 2011.07.22) során 1, illetve 2 óra alatt 18 és 17,2 mm csapadék hullott. Ez arra utal, hogy a jelentős, azonban ritkább csapadékesemények nagyobb intenzitással bírnak, ami különösen terhelő lehet a vízgyűjtő vízzáró felszínekkkel borított területén. A csapadékeseményekhez kapcsolódó térfogati alapú talajnedvesség változás (növekedés) a vizsgált 53 csapadékeseményre alacsony maradt (átlagosan 5,1%), azonban a fent említett intenzív csapadékhullás esetén 16,4 %-os növekedés is előfordult (45. ábra), alig több mint 2 órás csapadékesemény után (2011.07.20).



45. ábra. A talajnedvesség tartalom növekedése a mértékadó csapadékösszegek hatására a 2012-es (a) és 2013-as (b) év adatai alapján

A magas kezdeti (csapadékeseményt megelőző) talajnedvesség értéke különösen problémás lehet a lefolyás sebessége és az összegyülekezési idők rövidülése kapcsán, mert ekkor a talaj vízbefogadó képessége jelentősen lecsökken, elősegítve a lefolyást, és az árvíz-szintek növekedését. Amint a 45. ábrán látható, hogy a talajnedvesség tendenciájában hasonlóan változik a felszín közelében, és a 20 cm-es rétegben egyaránt. A legmagasabb nedvességtartalom idején (2012. májusi időszak) a két görbe jobban közelít egymáshoz, tehát a különbségek kevésbé jelentősebbek, azonban az átlagos csapadékesemények során szignifikánsan elkülönülnek egymástól (2012. kora őszi időszaka). A legjelentősebb csapadékesemények tekintetében emellett a talaj hőmérsékletének változása általában nem befolyásolja jelentősen a beszivárgási és telítődési, illetve párolgási viszonyokat, mivel a rövid csapadékesemények során a talajhőmérséklet változása átlagosan nem több $1,5^\circ$ -nál (46. ábra).



46. ábra. A talajnedvesség és talajhőmérséklet változásai a jelentősebb csapadékesemények során (a) 2012-ben és (b) 2013-ban a Bálícsi-vízgyűjtőn (PTE Ifjúság úti campus-án mért adatok)

A modellfuttatásokhoz az utóbbi évek során, illetve a mérési időszakon belül bekövetkezett jelentősebb, nevezetesen a 2010. május 15. és 18. között a Bükkösdi-patak vízgyűjtőjén levonuló árhullámok hidrológiai paramétereit használtam fel. A parametrizáció során a veszteségi modul beállításaihoz (*Simple Canopy*, *Simple Surface*) a korábbi tapasztalatok alapján legjobban illeszkedő értékeket állítottam be (CZIGÁNY SZ. et al. 2010). A megfigyelt és modellezett lefolyási görbék meghatározásához felhasznált főbb bemeneti értékeket a 8. táblázatban foglaltam össze.

8a. táblázat. A HEC-HMS legjobb egyezés szerinti paraméter beállításai a veszteségi (*Soil Moisture Accounting*) modulban, a 2010-es árvízi események modellezésére

Input paraméter	Legjobb egyezés értéke (Pósa-völgy)	Legjobb egyezés értéke (teljes Sás-vízgyűjtő)
Lombkoronaszint tározása (mm)	4	4
Lombkoronaszint telítettség (%)	0	0
Felszíni tározás (mm)	5	5
Felszíni telítettség (%)	0	0
Talajnedvesség tartalom ($m^3 m^{-3}$)	0,279	0,277
Víztelítettség (%)	0,370	0,368
Maximális beszivárgás ($mm h^{-1}$)	57	56,6
Talaj, ill. üledékvastagság (m)	120+	100
Összegyülekezési idő (h)	1,3	2
Tározási együttható	0,9	1,3

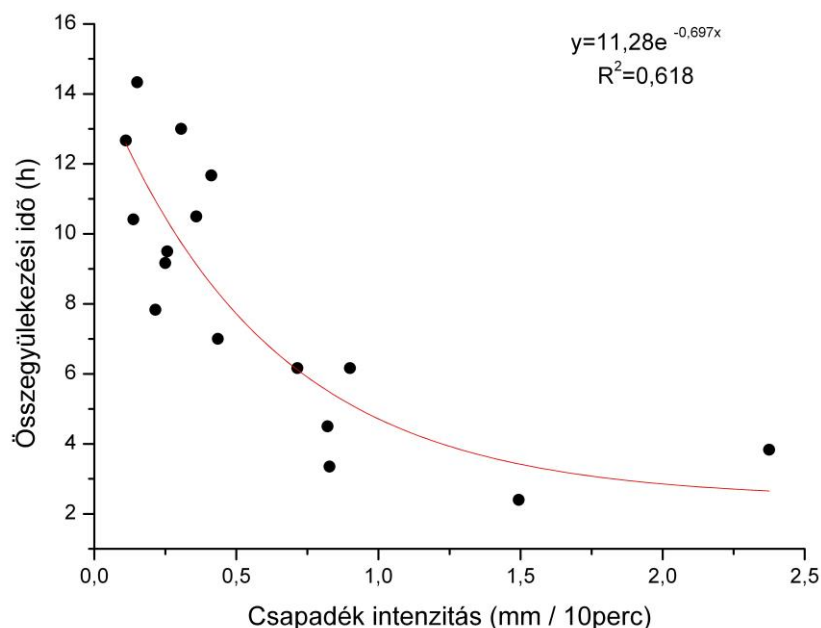
8b. táblázat. A HEC-HMS legjobb egyezés szerinti paraméter beállításai a veszteségi (*Deficit and Constant*) modulban a 2010. májusi árvízi esemény modellezésére

Input paraméter	Bükkösdí- víz	Sormás	Kán	Gorica	Megyefa	Sás-völgy
Max. lombkorona tározás (mm)	4	4	4	4	4	4
Kezdeti lombkorona tározás (%)	0	0	0	0	0	0
Felszíni tározás (mm)	5	5	5	5	5	5
Kezdeti felszíni tározás (%)	0	0	0	0	0	0
Kezdeti deficit (mm)	40	50	29	70	45	20
Max. deficit (mm)	100	100	70	100	70	70
Beszivárgás (mm h ⁻¹)	2	3	2	2	2	2
Összegyülekezési idő (h)	7	3	3	2	2,2	4
Tározási együttható (h)	20	20	20	4	10	6
Alap vízhozam (m ³ s ⁻¹)	0,16	0,032	0,035	0,025	0,068	0,032
Árhullám késleltetés (min)	50	36	47	36	10	50

A statikus bemeneti adatok a modellezés során nem kerültek változtatásra, az egység árhullámkép meghatározásához olyan függő változók értékeit használtam fel, mint a (i) csapadék, (ii) talajnedvesség és (iii) a kezdeti beszivárgás értékei. Az összegyülekezési idő részben a legjobb egyezés, részben a korábbi árhullámok során mért adatokból került számításra (47. ábra). A tározási együttható számítása a STRAUB, T.D. et al. (2000) által leírtak szerint a következők alapján határozható meg:

$$R = 35,2L^{0,39}S^{-0,78} - T_c \quad (7.1)$$

ahol R a tározási együttható, L a vízfolyás hossza, S a meder lejtése, T_c pedig az összegyülekezési idő. A beszivárgási adatok meghatározására korábbi mérési tapasztalatok eredménye (CZIGÁNY SZ. et al. 2010), emellett szakirodalmi adatok szolgáltak alapul (SMITH, R.E. – PARLANGE, J.-Y. 1978; JURY, W.A. et al. 1991; SMITH, R.E. et al. 1993).



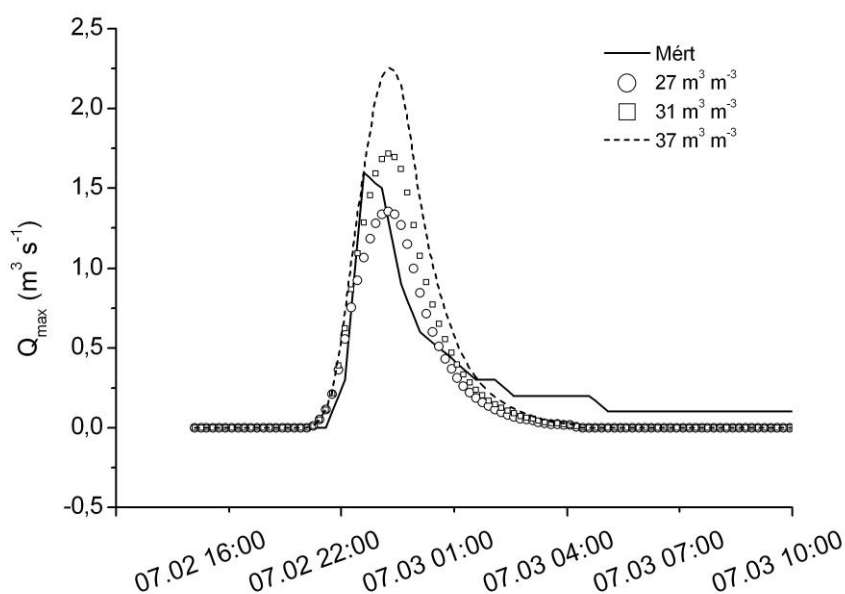
47. ábra. A csapadékkintenzitás és az összegyülekezési idők összefüggése a Sás-völgyben 2008 és 2009-es csapadékesemények alapján (a csapadékadatok a hetvehelyi meteorológiai állomásról származnak, a vízhozam idősorok pedig a Sás-patakra elhelyezett hetvehelyi vízmércéről)

Ahogy a fejezet első részében megvilágításra került, a talajnedvesség, és emellett a csapadék területi-, és időbeli változékonyságot mutat. Éppen ezért a modell parametrizációhoz egy ellenőrző modellezést futtattam. Ennek során az egyes változókat külön-külön vizsgáltam, a többi bemeneti paraméter változtatása nélkül. A futtatás eredményei az alábbi táblázatban (9. táblázat) összefoglalva láthatók. A térbeli-, és időbeli változások, továbbá a modell árhullám leképezése alapján képet kaphatunk arról, hogy az esetleges mérési hibák vagy hiányok kiküszöbölése hogyan oldható meg a modellezés során.

A talajnedvesség változtatásával mindkét árvízi esemény modellezése során jelentős változások tapasztalhatók az árhullám szimuláció értékeiben. $0,01 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ módosítás a futtatás során már 12,75%-os eltérést mutat a maximális vízhozam tekintetében. A mért és modellezett paraméterek esetében a legjobb egyezés $0,37$ és $0,36 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ talajnedvesség értékek mellett figyelhető meg (48. ábra). Ezek az értékek meghaladják az esemény előtt és után (2009. június 24-én és július 7-én) a vízgyűjtő területén mért átlagokat. A Sás-patak teljes vízgyűjtőjére alkalmazott modellben 1,3, illetve 11,2%-os eltérés mutatkozik a tetőző vízhozam és a kifolyó vízmennyiség tekintetében.

9. táblázat. A környezeti változók szélső értékeinek hatása a 2009. július 2.-i árhullám modellezett görbéjére a Sás-patakon

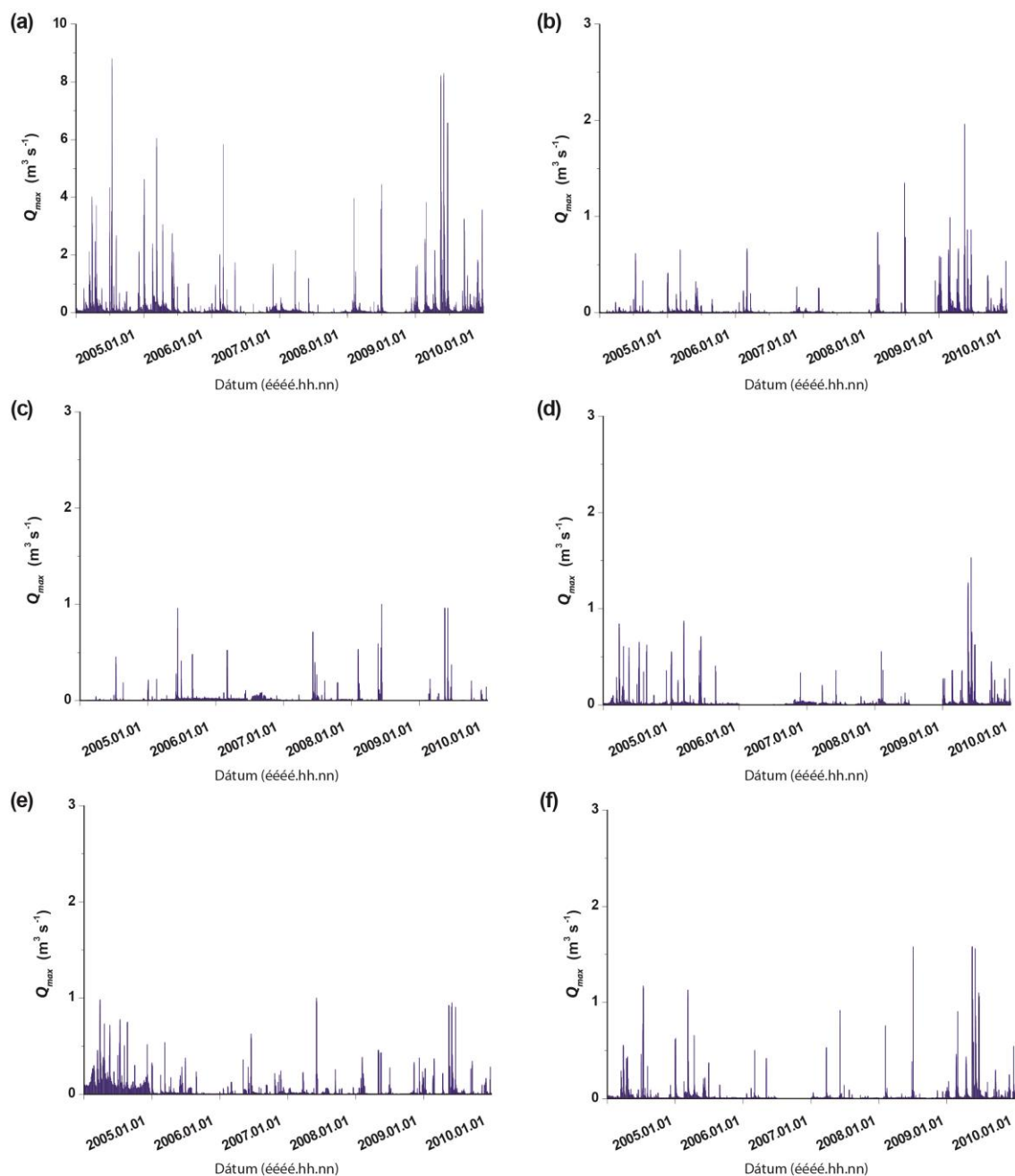
<i>Paraméter</i>	Változó	Tetőző	Kifolyó	Tetőző	Kifolyó
	értéke	vízhozam ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$)	vízmenyiség (1000 m^3)	vízhozam eltérés (%)	vízmenyiség eltérés (%)
Megfigyelt		1,6	18		
Talajnedv.	27	1,35	11,6	18,5	55,17
Tartalom (%)	37	2,4	20,5	-33,3	-12,2
Beszivárgási sebesség (mm h^{-1})	25	4,03	34,6	-60,32	-47,98
Üledékvastagság (cm)	45	0,32	2,8	390,8	542,86
Üledékvastagság (cm)	100	1,86	15,9	13,9	13,21
Üledékvastagság (cm)	170	1,64	14,1	-2,68	27,66
Összegyülekezési idő (h)	0,8	2,01	15,2	-20,56	18,42
Összegyülekezési idő (h)	2,5	1,62	15,2	-1,66	18,42
Tározási együttható	0,9	1,84	15,2	-13,14	18,42
Tározási együttható	4	0,79	15,2	101	18,42
Felszíni tározás (mm)	1	5,29	45,6	-69,8	-60,53
Felszíni tározás (mm)	6	0,88	7,6	80,8	136,84
Lombkorona szint tározás (mm)	2	1,94	16,6	82,64	8,43
Lombkorona szint tározás (mm)	8	0,49	4,2	224,54	328,57
Csapadék	1,5x	8,66	74,4	-81,53	-75,81



48. ábra. A Sás-patak 2009. július 2.-án megfigyelt árhullámának reprodukálása a HEC-HMS modell segítségével, három különböző kezdeti input talajnedvesség tartalom esetén

A 2010. májusi árhullám HEC-HMS modellje

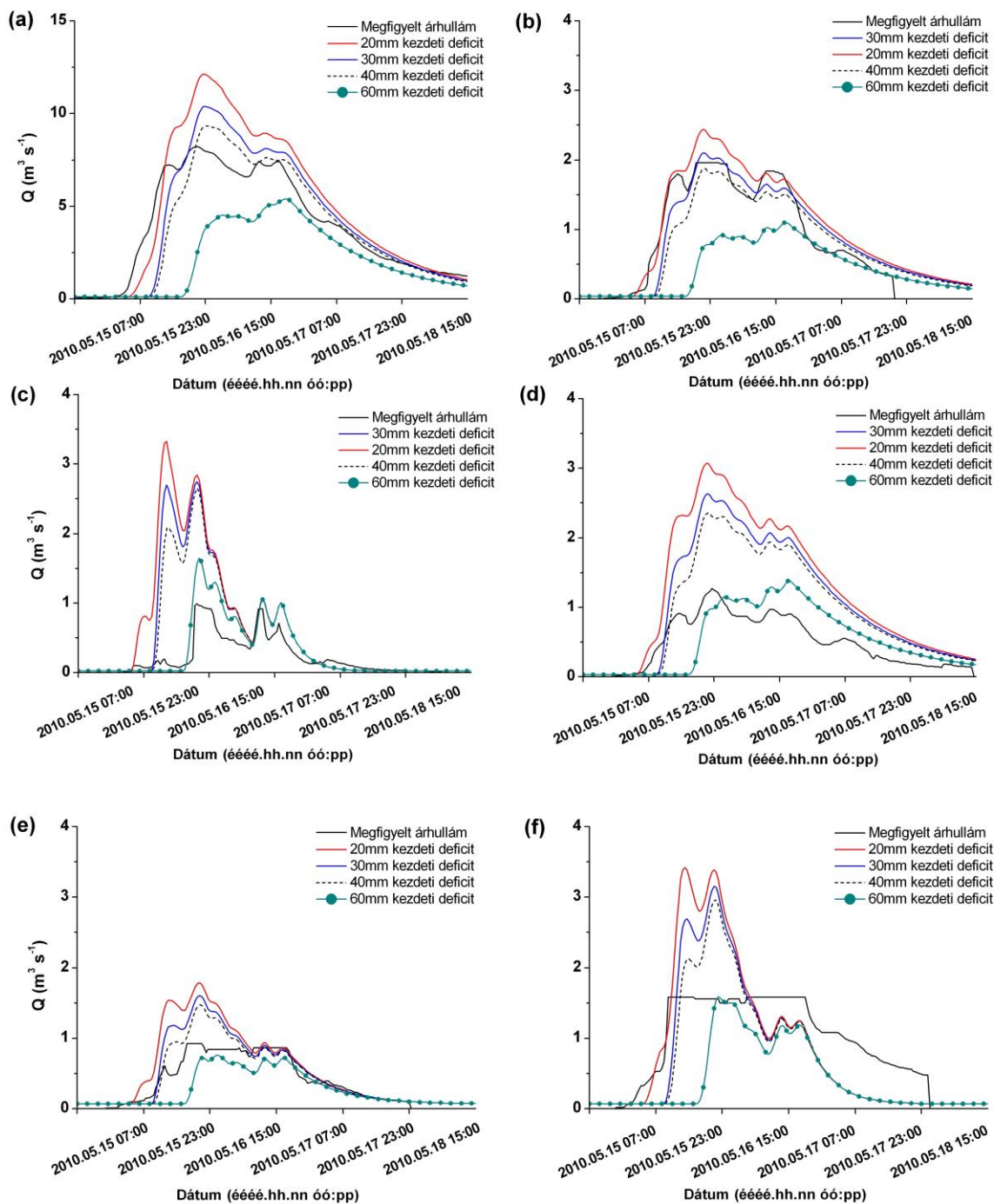
A 2010. május közepén levonuló áradásos esemény során a Bükkösdi-víz árhullám csúcsa a 2001-2010-es évtized második legnagyobb maximumát érte el. A szentlőrinci mérőállomás adatai szerint $8,23 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, míg a hetvehelyi állomás alapján $18,3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ volt a Bükkösdi-víz tetőző vízhozama (49. ábra). A tanulmányozott árvízi eseményt egy hosszan tartó, de alacsony intenzitású csapadékesemény váltotta ki, amely az aktuális mediterrán ciklon (Zsófia-ciklon, 2010. május 14-17.) tevékenységének eredménye. Az árhullám levonulása május 15. és 18. között volt megfigyelhető. A csapadékesemény időtartama meghaladta a 63 órát, azonban a maximális intenzitás pedig mindössze $9,6 \text{ mm h}^{-1}$ volt. Az áradásos esemény volumene miatt a modellben a teljes vízgyűjtő szerepelt, a veszteségi modulnál pedig a *Simple Surface*, *Simple Canopy*, és *Deficit and Constant* függvényeket használtam.



49. ábra. A Bükkösd-víz (a) és mellékvízgyűjtőinek vízhozam változásai 2005 és 2010 között: (b) Káni-patak, (c) Gorica, (d) Sormás-patak, (e) Megyefa-árok, (f) Sás-patak

A modellezés során – a korábbi tapasztalatok alapján – kiemelten kezeltem a talajnedvesség és a beszivárgás paramétereit. A legjobb egyezés ezekben az esetekben a 40 és 70 mm közötti kezdeti deficit (beszivárgási veszteség) esetén, illetve $0,14$ és $0,35 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ közötti talajnedvesség értékek függvényében érhető el. Ezen tényezők mellett a kimeneti paraméterekre jelentős hatással volt még a maximális tározás (talaj össz-pórustérfogat, vízmagasságban kifejezve, porozitás szorozva a talajmélységgel) értéke is, amelyet 70 és 100 mm között állítottam be. Ezek meglepően alacsony értékek, de a magasabb értékek esetén a

modell érzékenysége nem változott. A kapott eredmények jóval alacsonyabbak a Sás-völgy nyugati részvízgyűjtőjében mért értékeknél (HEGEDÜS P. et al. 2013). A program jellemzően az alacsonyabb értékek esetén alkalmaz jelentősebb változtatásokat az árhullám képében. Ez adódhat azért is, mivel a lefolyás és a beszivárgás az idő extrém rövideje miatt a beszivárgás inkább a talaj legfelső részeit érinti. A modell eredményei az 1 és 2 maximummal jellemezhető árhullám görbék esetén is viszonylag pontosan reprodukálják a megfigyelt hozamokat, néhány esetben azonban (Megyefa-, és Sás-patak) az árhullám időbeli lefutásában eltérések mutatkoznak (50. ábra). A mért és modellezett árhullámok esetén a hibaszázalékok a következők szerint alakultak: 87,6 és 107,3%, továbbá 89,9 és 215,3% a tetőző vízhozam és a kifolyó vízmennyiség tekintetében, a két említett vízgyűjtőre, sorrendben. A kumulatív kifolyó vízmennyiség értéke a tanulmányozott vízgyűjtők modelljében 877 és 1073 m³ között váltakozik. A mért értékeket a modell szignifikánsan alulbecsüli a Gorica esetében, amely az egyik legkisebb területű vízgyűjtő. Az árhullám csúcsok eltérésében általánosan 5 és 10% közötti eltérés figyelhető meg, a Pearson-eloszlás alapján. A legjobb egyezés a vízgyűjtők többségére 60 mm-es kezdeti talajnedvesség deficit mellett mutatkozik, a Felső-Bükkösd-, és a Káni vízgyűjtő esetében pedig 40 mm mellett. A kezdeti talajnedvesség növelésével párhuzamosan a tetőző hozamokban is jelentős eltérés tapasztalható, amely a beszivárgással párhuzamosan a csökkenő pórustérfogat modellezésével magyarázható. Az árhullámok időbeli lefutása a legtöbb vízgyűjtő esetén pontos képet ad, a Gorica esetében azonban az árhullám teljes hossza és az apadó szakasz is jóval elnyúltabb a megfigyelt görbéénél. Az árhullám maximuma mindemellett 1,5-szerese a mért értékeknek. A legpontosabb egyezést a Felső-Bükkösd vízgyűjtője esetén sikerült elérni, ahol ugyanez az érték csak 1,067-szeres. Jelen árvízi esemény tekintetében a modell szintén érzékenynek bizonyult a kezdeti talajnedvesség (deficit) értékére, melynek ingadozása 10 és 60 mm között fordult elő a legbiztosabb árhullám leképezés esetén.



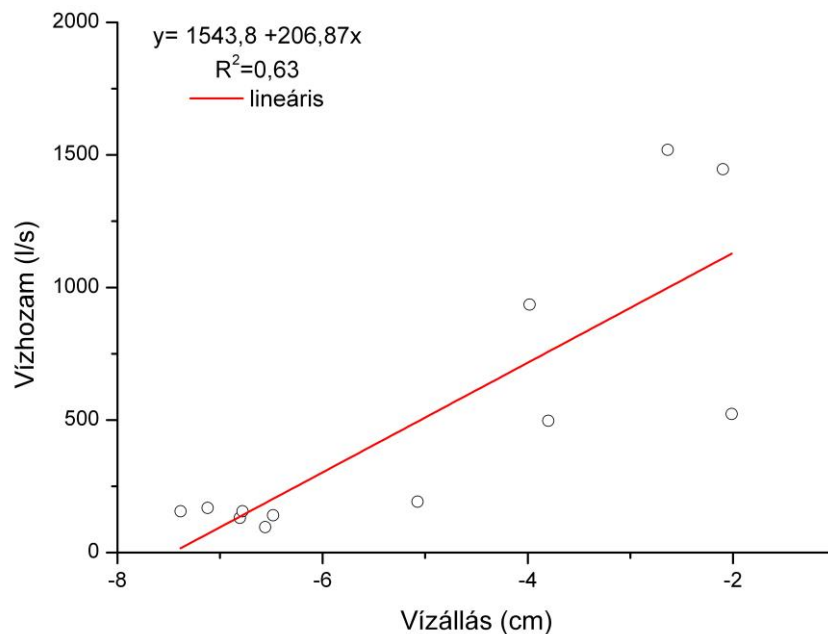
50. ábra. A megfigyelt és modellezett árhullámok képe különböző beszivárgási veszteség értékek esetén a HEC-HMS modell segítségével a 2010. május 15-18-as árhullámra: (a) Felső-Bükkösd, (b) Kán, (c) Gorica, (d) Sormás, (e) Megyefa, és (f) Sás vízgőjtőkre

A hidrológiai ciklus változó környezeti paramétereinek input adatként való használata a HEC-HMS almoduljaiban összetett. Amint a fent részletesen bemutatott modellezési eredmények is alátámasztják, a HEC-HMS program különösen érzékeny a kezdeti

talajnedvesség értékeire és a beszivárgási sebesség változására. Ezen megfigyelések összhangban vannak ZEHE, E. et al. (2005) és MARKUS, M. et al. (2007) eredményeivel. A megfigyelt paraméter érzékenység mind a *Deficit and Constant* mind pedig a *Soil Moisture Accounting* veszteségi függvények használata esetén fennáll. A modellezés során mindhárom esemény viszonylag jó megközelítéssel reprodukálhatónak bizonyult, a teljes Bükkösdi-víz, illetve a villámárvizek kialakulása szempontjából különösen veszélyeztetett Sás-patak vízgyűjtője esetében egyaránt. További konklúzió, hogy a modellre jellemző az árhullám csúcs túlbecslése, azonban a kumulatív kifolyó vízmennyiség értékénél ez a többlet nem jelentkezik, mint ahogy GARCIA, A. et al. (2008) vizsgálatai is ezt mutatták ki. Az eredmények pontossága a kis vízgyűjtők területére azért is fontos, mivel egyes kutatások jóval nagyobb pontatlanságokat is kimutattak a program használata során (KNEBL, M.R. et al. 2005). A program eltérő érzékenysége a különböző területű vízgyűjtők esetén is megmutatkozik, ezt bizonyítja az árhullám görbe pontatlanabb leképezése a Gorica vízgyűjtője esetén (5,84 km²). Éppen ezért az egyes paraméterek beállításánál hangsúlyt kell fektetni a többi környezeti tényező meghatározására is, mint például az összegyülekezési idő, a beépített térszín aránya, vagy a talaj pórustelítettsége. A HEC-HMS a szimulációs futtatásai során a különböző talajnedvesség telítettségi értékek (0,25; 0,50; 0,75; 1) és növekvő csapadékösszegek függvényében a mért és modellezett értékek közötti különbséget szignifikánsan növeli (magasabb értékek esetén túlértékeli azok befolyásoló hatását).

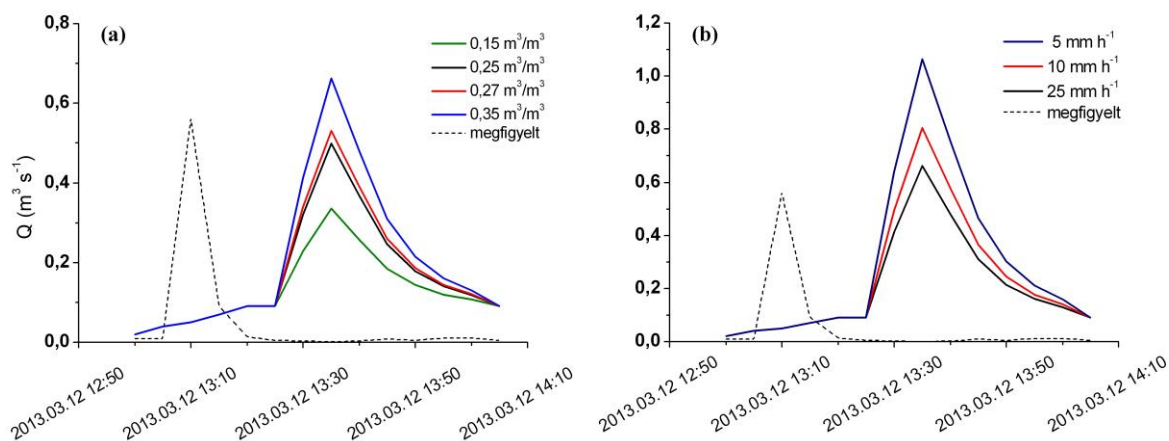
HEC-HMS modellfuttatások a Bálícs-patak vízgyűjtőjén

A Bálícsi vízgyűjtőn 2012 szeptembere óta történik folyamatos vízállásmérés, illetve esetenként kontroll mérések a vízhozam megállapítására. Az adatok átszámítása a kontroll mérések segítségével létrehozott vízhozam-vízállás görbe alapján valósult meg, ahol a lineáris illesztéssel kapott korreláció értéke 0,63-nak adódott (51. ábra). A meglévő adatsorból így a 2013. március 12-ei magas vízállású időpontot választottam a modellezés futtatásához. A patak áradása egy rövid idejű, 50 perces csapadékeseményhez köthető, amely alatt 6,2 mm-es csapadékmennyiség érkezett a vízgyűjtő területére.



51. ábra. A Bálícs-patakon mért vízhozam és vízállás közötti kapcsolatot leíró függvény a 2013-as adatok alapján

A talajnedvesség a csapadékesemény kezdete során $0,23 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ -es átlagértéket mutatott, amely egy óra leforgása alatt elérte a $0,27 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ -es értéket a PTE Ifjúság úti campusán mérve. A modellezés során ennek ellenére a legjobb egyezést $0,37 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ -es talajnedvesség érték mellett találtam. Mivel az alap vízhozamhoz képest a tetőző vízhozam többszörösére növekedett a megemelkedett vízszint miatt, így a modell az ugrásszerű hozamnövekedés rövid idő alatt történő leképezésére a legtöbb paraméter esetén magas értékeket vett figyelembe. A 27%-os beépített területarány és a magas talajnedvesség tartalom mellett csökkent összegyülekezési idő (40 perc), alacsony beszivárgási sebesség (18 mm h^{-1}) és viszonylag alacsony talajvastagság értékek mellett (80 cm) figyelhető meg a legjobb egyezés a mért értékekkel. A kapott eredmények alapján tehát a modell pontosabb eredményeket ad a beépített – mesterséges – kisvízgyűjtők esetén. A beépítettség kapcsán elmondható, hogy a program kiemelten kezeli a burkolt felszínek arányát. A vízgyűjtő területén a jelen esetben leképezett vízhozamot 27%-os beépítettség mellett figyeltem meg. Mindazonáltal, 15%-os beállítás esetén a program majdnem felére csökkenti az árhullámot, 35%-os beépítettségénél pedig a vízhozam $0,662 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ -ra emelkedik, amely 0,1-el nagyobb a korábbi maximumnál (52. ábra). A teljes kifolyó vízmennyiség a modellezett értékek szerint 3,5-szerese a megfigyeltnek.



52. ábra. A 2013. márciusi árhullám rekonstrukciója HEC-HMS-ben különböző talajnedvesség (a) és kezdeti beszivárgás értékek mellett

5.8.3. Vízhozam idősorok és árhullámok modellezése a Bükkösi-víz felső szakaszán a DHI MIKE 11 lefolyás modell segítségével

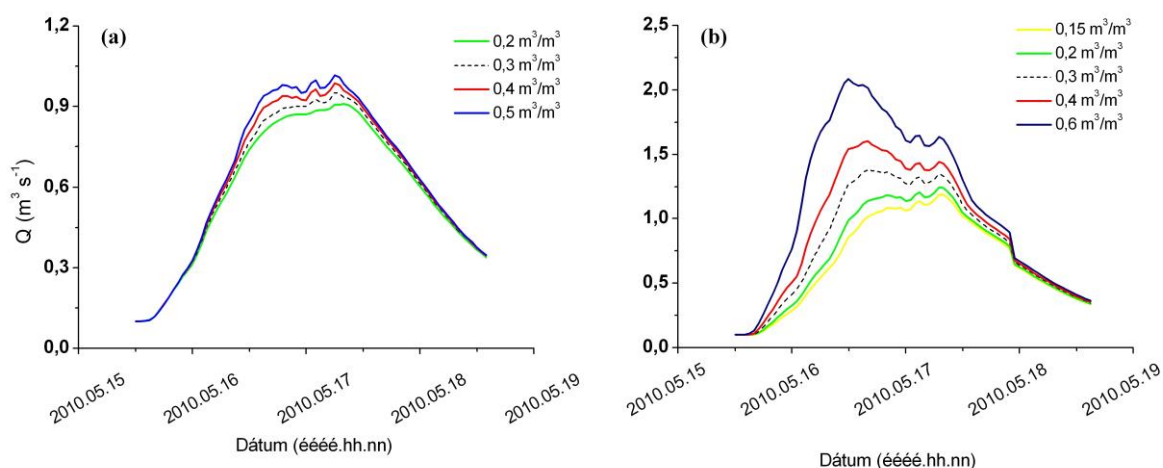
A MIKE 11 hidrológiai modellező program parametrizációja a HEC-HMS-nél szélesebb körű beállításokat enged meg, mindemellett a csapadék lefolyás kapcsolatának modellezésére több megközelítés is lehetséges (NAM, UHM, Urban stb). A lefolyás modellezését a következő szempontok alapján határoztam meg:

- Hogyan befolyásolják az egyes paraméterek – talajnedvesség, beszivárgás, interceptió, összegyülekezési idő – az árhullám képet;
- Milyen eredményeket ad a modell optimális parametrizáció során
- Ugyanazon vízgyűjtő hasonló paraméterei esetén hogyan térnek el a különböző módszerek árhullám képei
- Mennyire pontosan rekonstruálhatók a választott magas vízhozamú események

Mindemellett külön hangsúlyt fektettem, hasonlóan a HEC-HMS modellfuttatásokhoz, a relatív és a maximális talajnedvesség vizsgálatára a modellben. A futtatások a Sás-völgy vízgyűjtőjére, és a Bálicsi-vízgyűjtőre egyaránt alkalmazásra kerültek, hogy a hasonló méretű, de eltérő karakterisztikájú területek csapadék-lefolyás kapcsolatairól részletesebb képet kapjunk a program eredményei alapján. Szintén alkalmaztam az 5.6. fejezetben tárgyalt empirikus modellek eredményét, mivel ezek alkalmazhatósága kisvízgyűjtők esetén jelentős lehet. Így nem csak a vízgyűjtőn megfigyelt árvízi eredményeket modellezhetjük, hanem a

különböző valószínűséggel bekövetkező árhullámok modellezésébe is betekintést nyertem, azaz a modell szélső határait is vizsgálat alá vettem.

A csapadék-lefolyás kapcsolatát elemző modul (*Rainfall-Runoff* modell, NAM) beállításainál a legjelentősebb, HEC-HMS-ben is megtalálható tényezőkkel foglalkoztam. A modellben a Sás-vízgyűjtőn megfigyelt 2010. májusi árhullám rekonstrukciójánál olyan főbb paramétereket vettem figyelembe, mint a kezdeti (*initial*)-, és összes talajnedvesség tartalom. Előbbi a talajnedvesség feltöltődést meghatározó, térbeli változatosságra reprezentatív küszöbérték. Az eredmény meghatározásához használt egyéb paraméterek esetén a modell általános (autokalibrált) beállításait alkalmaztam. Az összes talajnedvesség tartalom a modellben a felszíni és a gyökérszóna víztározásában, és a köztes lefolyásban való szerepét határozza meg. A relatív talajnedvesség tartalom értéke az árhullám görbe alakját, illetve a görbe alatti terület nagyságát befolyásolja, még jelentősebben pedig a maximum változik. (53a. ábra). A MIKE 11 tehát a HEC-HMS modellel ellentétben tehát a relatív talajnedvességre mérsékelten érzékeny a modell, az árhullám görbe időben és lefutásában is jól rekonstruálható a relatív talajnedvesség tartalom esetén.

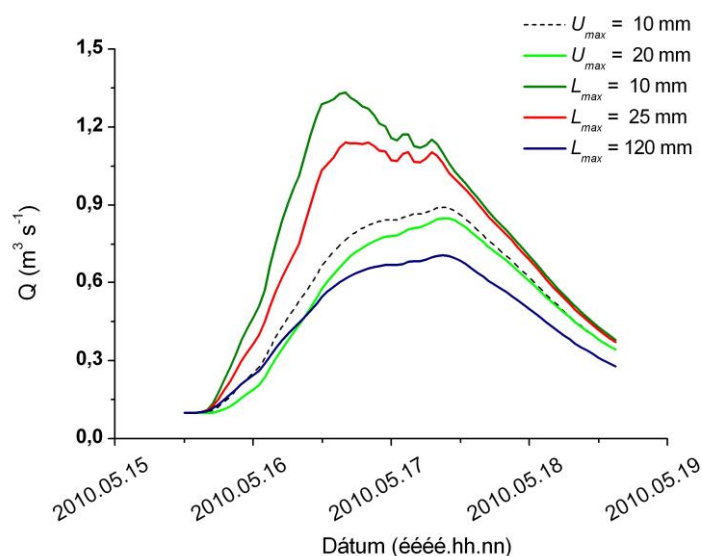


53. ábra. A Sás-patak vizsgált árhullám rekonstrukciója MIKE 11-ben a 2010. május 15-18.-as árhullámra, változó relatív (a) és összes (b) talajnedvesség értékek mellett

Az összes talajnedvesség a modellben a gyökérszóna relatív nedvességtartalmát fejezi ki (növekedése esetén a zóna talajnedvesség utántöltődése csökken (ez tehát a zóna porozitását fejezi ki). Az értékek növelése következtében a modell érzékenysége fokozódik, magas értékek mellett a vízhozam jelentősen változó értékeket vesz fel. Mindemellett mindkét esetben a megfigyelt értékekhez hasonló, reálisan rajzolt görbét kapunk, így a modell jól reagál a talajnedvesség tartalom változására (53b ábra).

A modellezett 2010. májusi nagyvízi eseményre a NAM modellben a legjobb egyezést $0,4 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ -es relatív talajnedvesség értéknél kapjuk, mindemellett a kisebb talajnedvességek is viszonylag jó eredményt hoznak a vizsgált tartományban ($0,15 - 0,4 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$).

Lényeges paraméter az intercepció (ez csak lombkoronaszint) és felszíni késleltetés függvénye is, amely két részre bontva vihetünk be a program parametrizációja esetén egy felszíni (U_{max}) és egy a gyökérzónában történő víztározás (L_{max}) formájában. Előbbi 0 és 20 közötti, utóbbi pedig 0 és 200 mm között változó érték lehet. Korábbi megfigyelések alapján (PIRKHOFFER E. et al. 2013) előbbi átlagos értéke 4-5 mm, a gyökérzóna víztározása estében 35-50 mm körüli érték mellett követi optimálisan a kapott eredmény a megfigyelt árhullám görbe alakját. Természetesen emellett a szélső értékek dinamikus változtatásával megfigyelhetjük a két tényező árhullám lefutására, és a vízhozam maximumára való hatását is (54. ábra).



54. ábra. A modellezett árhullám görbe változása az intercepció értékek függvényében (Sás-patak)

Ahogy a vizsgált futtatások mutatják, az árhullám csúcsát elsősorban a gyökérzóna víztározása módosítja jelentősen, a felszíni víztározás ezzel szemben az árhullám görbe egyszerű lefutását nem változtatja meg, az érték növekedésével a vízhozam maximuma csak csekély mértékben csökken. Figyelembe kell venni továbbá, hogy a felszíni víztározás értéke szűkebb skálán mozog, mint a HEC-HMS-ben, így annak használata eleve szűkebbre kalibrált a modell paramétereit tekintve.

Mindezen paraméterek mellett adott egy dimenzió nélküli tényező, amelynek értéke a talaj fizikai összetételével kapcsolatos tulajdonságot leképező viszonyszám (S_y), ami

lényegében a beszivárgás és vízvezető-képességgel arányos érték, azaz közvetve a talajtextúrára utal. A kapott eredmények alapján ez jelentősen nem befolyásolta a modell eredményeit, értékét a vízgyűjtőre jellemző fizikai talajtulajdonságok alapján választottam meg (0,1=vályog; 0,05=agyagos vályog). Mivel a csapadék-lefolyás modulban (NAM) egy vízhozamra vonatkozó árhullám görbét kapunk, az eredmények jól összevethetők a HEC-HMS modelljével, ahol az egységárhullám leképezéséhez hasonló bemeneti paraméterek alapján történik. Ezen megfontolásból összevetésre került az optimális paraméterek használata a HEC-HMS modell bemeneti tényezőivel (10. táblázat).

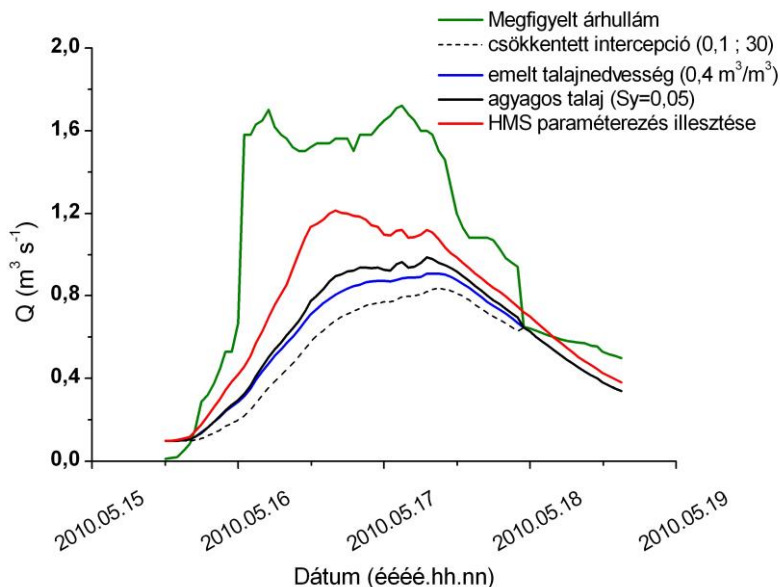
10. táblázat. A 2010. májusi árhullám leképezéséhez használt optimális kezdeti paraméterek Sás-patak esetében

HEC-HMS		MIKE 11 RR-modell	
<i>Bemeneti paraméter</i>		<i>Bemeneti paraméter</i>	
Relatív talajnedvesség (m^3/m^3)	0,25	Relatív talajnedvesség (m^3/m^3)	0,4
Max. talajnedvesség (m^3/m^3)	0,6	Max. talajnedvesség (m^3/m^3)	0,5
Felszíni intercepció (U_{\max} , mm)	5	Felszíni intercepció (U_{\max} , mm)	1
Gyökérzóna intercepció (U_{\max} , mm)	57	Gyökérzóna intercepció (U_{\max} , mm)	30
Lefolyási együttható (CQOF)	0,25	Lefolyási együttható (CQOF)	0,25
Fizikai talajösszetételt leíró hányados (Sy)	–	Fizikai talajösszetételt leíró hányados (Sy)	0,05

A HEC-HMS-ben beállított értékekhez képest alacsonyabb bemeneti paraméterekre van szükség az optimális árhullám görbe létrehozásához a MIKE NAM modelljében. Ez megerősíti azt a megállapítást, hogy a MIKE 11 csapadék-lefolyás modellje jóval finomabban kalibrált, hiszen kisebb változtatások is közvetett hatással vannak a modell futtatás eredményére. A modell komplexitása ugyan bonyolultabb beállítási műveleteket kíván, ugyanakkor a kalibrációt finomabbá teszi. A HMS-ben kapott árhullám leképezéséhez a talaj

fizikai paramétert leíró hányados csökkentése, illetve a relatív talajnedvesség tartalom emelése ($0,4 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ -re) járult hozzá (55. ábra).

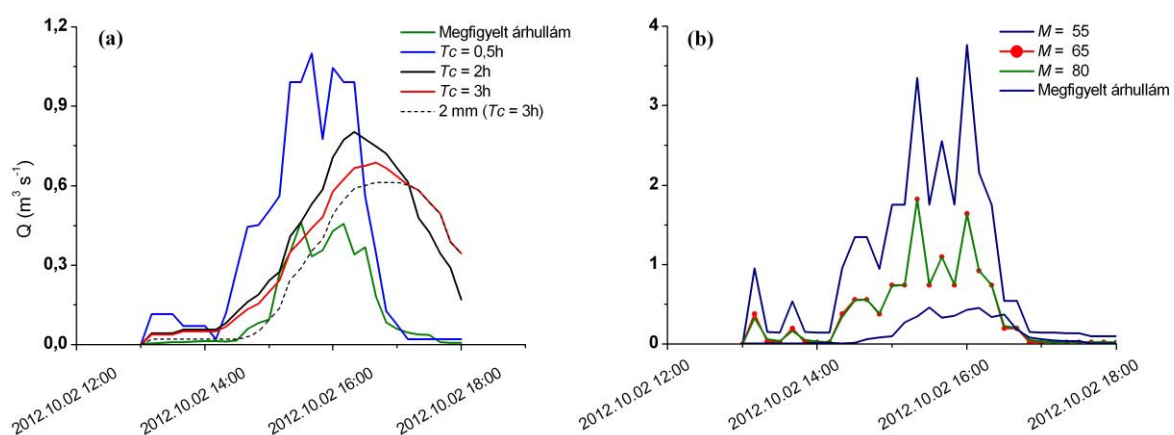
Az intercepciós értékek beállítása szintén alacsonyabb értékeket kívánt, mint a fent említett modell esetén.



55. ábra. A HEC-HMS-ben létrehozott árhullám közelítése MIKE 11 NAM modul paramétereinek változtatásával a Sás-patakra modellezett optimális értékek alapján

A MIKE 11 *Urban* modellje lehetőséget ad arra, hogy a burkolt, illetve vízzáró felszíni réteggel rendelkező vízgyűjtők lefolyási viszonyait is modellezhessük. A programban két modul választható, amely két különböző megközelítéssel végzi a modell futtatását. Az A) számítási módszer az ún. idő/terület arány módszere, amelyben az árhullám lefutását a kezdeti veszteségi paraméterek – beszivárgás, felszíni víztározás – és a vízgyűjtő területe határozza meg, illetve az árhullám alakjára az összegyülekezési idő van hatással. A B) paraméterezés a kinematikus árhullám módszerén alapul, a lefutást leginkább a vízgyűjtő paraméterei határozzák meg. Ez utóbbi módszer esetén vizsgáltam a Manning-féle érdességi paraméter és a kezdeti, illetve maximális beszivárgás hatását is a lefutásra. A modellezéshez a Bálícsi vízgyűjtőn végzett mérésekből kiválasztott 2012. október 2-i néhány órás hirtelen csapadékesemény és árhullám adatait használtam fel. Az összegyülekezési idők beállítása a korábbi fejezetekben említett számítások, illetve mérési eredmények alapján került meghatározásra. A futtatások eredménye azt mutatja, hogy az A) számítási módszer pontosabb megközelítést ad az árhullám maximumát tekintve (56. ábra). A megfigyelt árhullám maximuma ($0,6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) pontosan megközelíthető a paraméterek összehangolásával. Legpontosabb eredményt a vízgyűjtőre számított 3 órás összegyülekezési idő, illetve 2 mm-es

felszíni víztározás beállítása mellett kapunk (56a. ábra). A *B*) paraméterezési eljárás során a Manning-féle értékek tág határok között változtak, hogy a megfigyelt árhullám leképezése megvalósuljon. A modulban változtatható az egyes paraméterek súlya, mégpedig a gyenge-, közepes-, illetve erősen vízáteresztő területek százalékos arányának megadásával. A kezdeti-, és maximális beszivárgási értékek is befolyásolják a modellt. Összességében elmondható, hogy a paraméterek együttes állításával kapjuk azonban az eredmény jelentős változását, ami összhangban van BUTTS, M.B. et al. (2004) megállapításával, miszerint az egyes tényezők súlya csökkenhet a széleskörű beállítási lehetőségekkel.



56. ábra. A Bálicsi vízgyűjtőre modellezett árhullám az Urban modell (a) idő/terület arány és (b) kinematikus árhullám módszerével

A kinematikus árhullám alapú modell esetében a két meghatározó paraméter a *Manning*-féle (*M*) érték, illetve a kezdeti és végső beszivárgási értékek. A modellezés során tapasztalható, hogy az egyes tényezők együttes változtatása szükséges a kapott árhullám jelentős módosításához. A legjobb közelítés esetében 80-as *M*-érték ($n = 0,0125$), illetve a 40 mm-es kezdeti beszivárgási érték bizonyult mérvadónak. A további számítások esetében a maximális beszivárgási érték 72 mm, illetve az árhullámok létrehozása során a kezdeti beszivárgás optimális értékei 5 és 35 mm között kerültek változtatásra.

A modell további előnye tehát, hogy széleskörű parametrizációt tesz lehetővé. A megfigyelt árhullámok pontosan leképezhetők, a modell jó alkalmazható városi területen elhelyezkedő kisvízgyűjtők vizsgálatára is. A modellben kiemelten kezelendő a győőrzóna víztározása, mint input paraméter.

6. Következtetések

Az idősoros és a területi vizsgálatok alapján a választott kisvízgyűjtőkön az egyes tényezők változása mind területileg, mind időben hullámzó, azonban néhány szignifikáns tendencia megvilágítása lehetséges. A *csapadék* területi eloszlásában meghatározó a magassággal történő változás. Ennek kapcsán az utóbbi évek adatsoraiból kiindulva pontosítottam a Pécs területén való eloszlás tendenciáit, amely a vízgyűjtő terület kiválasztását is egyben megalapozta.

A térbeli jellegzetességek megállapítása érdekében a vízgyűjtőn olyan pontokat kerestem, amely hasonló tulajdonságokkal rendelkezik (lejtőszög, lejtőkítétség, talajvastagság, és tengerszint feletti magasság) mint az eredeti monitoring állomás környezete. Ezáltal elérhető a kisvízgyűjtőn a talajnedvesség térbeli eloszlásának pontosítása. A vizsgált környezeti faktorok között szoros korreláció csak a legmagasabb talajnedvességi értékek átlaga, és a lejtőszög korrelációjában mutatható ki, azonban több mérési eredmény alapján is ez mondható a leginkább befolyásoló tényezőnek. A maximális talajnedvesség értékek és a lejtőszög értékek lineáris korrelációjának értéke $r^2 = 0,63$.

A numerikus modellezés, illetve empirikus függvények adták a vizsgálatok további fő csapásirányait. Az empirikus modellek használata széles körben elterjedt Magyarországon (VMS; KONTUR I. et al. 2003). Mindazonáltal ezek használata a klasszikus nagy vízhozamú, de lassabb folyók megfigyelései alapján lettek kialakítva és alapvetően csak a tetőző vízhozam értékek meghatározására, becslésére alkalmasak. Általánosságban a legnagyobb eltéréseket és százalékos hiba értékeket a Csermák-féle módszer adta mind az öt választott vízgyűjtő tekintetében (Sormás-, Gorica-, Káni-, Megyefa-, és Sás-patakok vízgyűjtői). Legjobb összefüggés a 25 esetre számított árhozam vizsgálat során a Virág-féle, továbbá a Racionális módszer alkalmazásával érhető el. ($\sigma = 80,3$; legkisebb hiba különbség 1,42%). Az árhullámokat emellett különböző visszatérési időkkal – azaz bekövetkezési valószínűséggel – vettem figyelembe. Vizsgálataim alapján a kisvízgyűjtőkön történő empirikus árhullám számítás esetében a Koris által megfogalmazott, normál vízjárásra leírt számítási módszer alkalmazható leginkább. Ezt a Koris-féle módszer értékeinek magas korrelációs kapcsolata is alátámasztja a fajlagos lefolyás értékeivel.

A numerikus modellek eredményei alapján a HEC-HMS program különösen érzékeny a kezdeti talajnedvesség értékek beállítására és a beszivárgási sebesség változására. Ezt az

összefüggést megfigyelte ZEHE, E. et al. (2005) és MARKUS, M. et al. (2007) is. Mint a legtöbb hidrológiai modellező program, így a HEC-HMS is input adat igényes. A modell elsősorban a tetőző vízhozamok mennyiségét modellezi pontosan (tehát ebből a szempontból az empirikus modellekhez hasonló), azonban az árhullám képének pontos kirajzolásához sokszor a paraméterek aprólékos beállítása szükséges, továbbá a megfigyelt értékektől eltérő, széles skálán mozgó adatok jellemzik.

A HEC-HMS-el összehasonlítva a DHI MIKE 11modell annak beállított értékeihez képest jóval több beállítást tesz lehetővé, mindazonáltal sok paraméter autokalibrációja is lehetséges. Az optimális árhullám görbe létrehozásához viszont kevesebb bemeneti paraméter optimalizálására van szükség. Ez megerősíti azt a megállapítást, hogy a MIKE 11 csapadék-lefolyás modellje jóval finomabban kalibrált, hiszen kisebb változtatások is közvetett hatással vannak a modell futtatás eredményére. A HEC-HMS-ben kapott árhullámok leképezéséhez, illetve a MIKE 11 csapadék-lefolyás kapcsolatot elemző moduljaiban is meghatározó a veszteségi paraméterek közül a beszivárgás, illetve a (relatív) talajnedvesség tartalom beállítása, és annak változásai. Az interceptió értékek alacsonyabbnak mutatkoznak a MIKE 11 esetében. A MIKE 11 továbbá jóval összetettebb kalibrációt tesz lehetővé, ami az egyes tényezők súlyának csökkenését is eredményezheti (BUTTS, M.B. et al. 2004).

7. Összefoglalás

A kutatás során egy természetes (Bükkösdi-vízgyűjtő; Sás-völgy) és egy mesterséges (Bálicsi-vízgyűjtő) környezettel, illetve felszínborítással jellemezhető vízgyűjtőn került sor monitoring hálózat kiépítésére, melynek keretében részletes adatgyűjtés történt a levonuló árvizeket befolyásoló, illetve meghatározó paraméterekről – talajnedvesség, beszivárgás, csapadék, talajhőmérséklet és vízhozam mérések. Vizsgáltam továbbá a mérésekhez kapcsolódó rövid idejű (6-24 órás) csapadékok jellemzőit is. A talajnedvesség input paraméterként való alkalmazása az eredmények széleskörű vizsgálatát teszi lehetővé, mivel a hidrológiai modellekben fontos tényezőnek bizonyult a korábbi tanulmányok szerint, amely megállapítást a jelen kutatás eredményei is megerősítenek (SEYFRIED, M. 1998; ZEHE, E. et al. 2005; PENNA, D. et al. 2013).

A domborzat és az egyes környezeti tényezők hatásának vizsgálata a talajnedvesség eloszlására

Mivel a mérések során történt megfigyelések alapján a talajnedvesség fontos szerepet játszik a beszivárgási kapacitásban, areális-, és köztes lefolyásban, ezért a talajnedvességet és az egyes, lefolyást meghatározó faktorokkal való kapcsolatát a dolgozatban kiemelten vizsgáltam. Pontos vizsgálata a térbeli és időbeli változatossága miatt is indokolt, amelyet BROCCA, L. et al. (2012) eredményei is megerősítenek, akik a kisvízgyűjtő területen a talajnedvesség jelentős szórását figyelték meg. A talajnedvesség térbeli és időbeli eloszlását vizsgáltam statisztikai módszerekkel, továbbá összehasonlítottam olyan tényezőkkel, mint a lejtőszög, lejtőterület, a talaj fizikai összetétele, talajvastagság, lejtőkitettség, illetve átlagos talajszemcse méret. Megállapítottam egy klasszikus kisvízgyűjtő keresztmetszvényében a talajnedvesség magassággal való változásának legfőbb okait és következményeit. A domborzati változatosságok, illetve a lejtők inflexiós pontjai kiemelésre kerültek, mivel ezeken a helyeken a vízgyűjtő esetében a talajnedvesség értékek jelentős változása figyelhető meg.

A statisztikai megközelítések mellett kísérletet tettem arra, hogy a pontszerű méréseket a teljes vízgyűjtőre kiterjesszem, illetve a különböző eredményeket több megközelítésben alkalmazzam, ezáltal pontosítva a modell bemeneti paramétereit. Így interpolációs eljárásokat (elsősorban ordinary Kriging; emellett IDW; Inverse Distance Weighted) alkalmaztam, amely már részletesebb képet adott a vízgyűjtőn belüli eloszlásról. Az eredmények pontatlanságának kiküszöbölése érdekében validációs mérésekre is sor került. HEATHMAN, G.C. et al. (2012) vizsgálataival összhangban növekvő talajnedvesség értékek mellett a térbeli szóródás csökkenő tendenciával jellemezhető.

A talajnedvesség értékeit az időszakos és területi változások függvényében három csoportban (minimum, átlag, és maximum értékek) vizsgáltam, és hasonlítottam össze különböző hidrológiai és talajtani tényezőkkel. Kísérletet tettem az adott vízgyűjtőn optimálisan telepítendő szenzorszám meghatározására is, amely a vizsgálatok alapján 2 és 30 közötti értéknek adódott négyzetkilométerre vetítve. A szélső értékek a 0,5 és 2% közötti abszolút hibával történő számítás eredményei alapján kerültek kiszámításra. Ezek alapján így az eredményekhez használt 14 monitoring állomás a területen optimálisnak mondható. A TDR elvű talajnedvesség mérések (2008. szeptembertől 2009. szeptemberig) alapján

vizsgáltam a nagyobb csapadékok és évszakos változások függvényében a talajnedvesség változását, és értékeinek szórását a területen.

A hidrológiai modellezés lehetőségei és eredményei

1. Empirikus modellek alkalmazása

A Nyugat-Mecsek választott kisvízgyűjtőire, további adatok felhasználásával kísérletet tettem a legjelentősebb empirikus számítási módszerek (*Racionális*-, *Koris*-, *Kollár*-, *Virág*-, *Csermák*-, *Wisnovszky*-féle) árhullám számítások összehasonlítására, és alkalmazhatóságára. A módszer további előnye, hogy egyszerű paraméterekkel is számolható. Mind a Kollár-, mind a Koris-féle tetőző árhullám számítása esetén különböző áramlási típusok alkalmazására van lehetőség, ezek közül legtöbbször a kisvízi, vagy az egyensúlyi áramlás mintáján kapott értékek adták a legjobb illeszkedést a mért vízhozamokhoz. Ezekben az esetekben tehát lehetőség van egyfajta „finomításra” a számítások esetén. Eredményeim alapján a Racionális és a Virág-féle módszerek alkalmazása a nevezett vízgyűjtőkön szintén lehet pontos, ám a szükséges paraméterek megadása miatt jelentősen szubjektív lehet.

2. A HEC-HMS modellfuttatások főbb eredményei

A szimulációs futtatások során kiemelten vizsgáltam a talajnedvesség, és a kezdeti deficit (beszivárgás, illetve felszíni víztározás értékei) beállításait, mivel ezek bizonyultak az eredmények szempontjából meghatározónak, valamint ezek viszonylag jó pontossággal mérhetők műszeresen. Amennyiben nagyon sok változó bemeneti paraméterünk van, akkor a program optimalizációs eljárása azonban sok esetben jól használható. A beépített területek modellezése során azt a megállapítást tehetjük, hogy a program kiemelten kezeli azok arányát. A Bálicsi-vízgyűjtő területén a leképezett vízhozamot 27%-os beépítettség mellett figyeltem meg. Ezt az értéket 35%-ra emelve a vízhozam 20%-al nagyobb a korábbi maximumnál. A teljes kifolyó vízmennyiség a modellezett értékek szerint 3,5-szerese a megfigyeltnek.

3. A MIKE 11 csapadék-lefolyás modelljei

A MIKE 11 modelljében különböző csapadék-lefolyás modulok alkalmazását próbáltam ki. A NAM modell, amely elsősorban felszíni és felszín alatti hozzáfolyás és tározás

paramétereinek felhasználásával adja meg az árhullám képét, elsősorban a gyökérzóna víztározására érzékeny. Az egységárhullám módszerével (*UHM*) viszonylag pontos közelítést kaptam, azonban a paraméterek drasztikus változtatása sem módosított jelentősen az árhullám képén. Az MIKE 11 előnye a beépített *Urban* modul, amelynek egyértelműen pontosabb módszere az idő/terület arányát figyelembe vevő, és főleg veszteségi paraméterekből építkező modulja. Mind az árhullámok tetőző vízhozam értékei, mind pedig a lefolyás lefutása minimális pontatlanságokkal képezhető le. A modellezéshez felhasználtam a többféle megközelítésben számolt, illetve mért összegyűlekezési időket is, továbbá teszteltem a modell érzékenységét az egyes tényezők egyenkénti változtatására is.

Végül itt emelném ki a dolgozatban eddig megfogalmazott és a kutatási eredmények alapján levezetett új tudományos eredményeket:

- Megállapítottam egy klasszikus kisvízgyűjtő keresztmetszelyében a talajnedvesség magassággal való változásának főbb összefüggéseit
- Kísérletet tettem a pontszerű mérések vízgyűjtőterületre történő kiterjesztésére, továbbá az optimális szenzorszám meghatározására
- Meghatároztam a talajnedvesség térbeli eloszlásának összefüggéseit jellemző domborzati és talajtani paraméterekkel
- Meghatároztam egy kiemelt árvízi esemény modellezéséhez optimális input paramétereket két választott hidrológiai (HEC-HMS és MIKE 11) modellben
- A hidrológiai modellekben külön vizsgáltam egy választott városi környezetben elhelyezkedő vízgyűjtőt
- Kísérletet tettem különböző empirikus függvények alkalmazására kisvízgyűjtőkön

8. A munka további irányai

Mivel a hidrológiai modellezés folyamata összetett, és a rendelkezésre álló modellek parametrizációja sem egyszerű feladat, ezért a kutatás további iránya leginkább az egyes bemeneti – input – paraméterek részletesebb vizsgálata lehetne. Fontos, hogy a lefolyás szempontjából kritikusan érintett kisvízgyűjtők helyzetét feltérképezzük, ebben segíthet a rajtuk végzett domborzati és talajtani tényezők részletes vizsgálata. Kutatásom során azt tapasztaltam, hogy a talajnedvesség, és egyéb talajfizikai paraméterek (a modellezésben kiemelkedően) meghatározók az előrevetített, vagy leképezett árhullámok meghatározásánál. Éppen ezért indokolt a különböző talajtípusok vízháztartásának, és a bennük lévő vízmozgásoknak a részletes feltérképezése, melyre kutatócsoportunk a Washington State University (Puyallup, Washington állam, Egyesült Államok) munkatársaival együttműködve már indított egy kiegészítő vizsgálatot. Ennek során a különböző talajkeverékek hidrológiai szempontú analízisét kívánjuk elvégezni, méghozzá olyan líziméteres vizsgálatok segítségével, amely a laboratóriumi körülmények „zártóságát” kiküszöböli, ugyanakkor mégis a talaj szempontjából kontrollált rendszert hoz létre. Távlati célként megvizsgálható, hogy hogyan alakítsunk ki a városi tereken belül olyan természetes foltokat, amelyek a legjobban képesek a víztöbblet elvezetésére, ugyanakkor a csapadékvízzel bemosódó szennyezők mélyebb rétegekbe történő beszivárgását már megakadályozzák, vagy erősen lelassítják.

Azokon a területeken, amelyek a kisvízgyűjtőkön kialakuló heves áradások szempontjából veszélyeztetettek, szükséges lenne egy nagyobb információs és monitoring hálózat kialakítása, amely a hidrológiai modellek számára input paraméterek gyűjtését, és a térinformatikai rendszerekkel kiegészítve annak elemzését teszi lehetővé.

A jelen disszertáció eredményei hasznosak lehetnek egy monitoringhálózat költséghatékony kiépítésére, azáltal, hogy optimális monitoringállomás sűrűséget építünk ki. Másodsorban a megfelelő modellválasztással és parametrizációval pontosabb vízhozam, illetve vízállás értékek jelezhetők elő kisvízgyűjtők esetében.

9. Köszönetnyilvánítás

Ezúton szeretnék köszönetet mondani *Dr. Dövényi Zoltánnak*, a PTE TTK Földtudományok Doktori Iskola vezetőjének, hogy támogatta a témám elfogadását a doktoriskolában, továbbá a nemzetközi konferenciákon való részvételeimet a szakmai fejlődés érdekében.

További köszönetemet fejezem ki témavezetőimnek, *Dr. Czigány Szabolcsnak* és *Dr. Pirkhoffer Ervinnek*, akik munkám során mindvégig hasznos szakmai tanácsokkal láttak el, és kitartásra ösztönöztek a kutatómunka, továbbá a publikációk és a dolgozat írása során egyaránt.

A MIKE 11 modellező program telepítésében, beállításában és a modellek felépítésekben sok nehézség mutatkozott, amelyek leküzdésére mindvégig segítségemre állt *Liptay Zoltán*, akinek ezúton is köszönöm türelmét és tanácsait a programra vonatkozóan. Köszönöm továbbá *Dr. Ronczyk Levente* terepi közreműködését a munkámban és hasznos tanácsait a munkafolyamatokra és a helyes munkabeosztásra nézve. Köszönöm *Horváth Gábornak*, a DDVIZIG munkatársának, hogy rendelkezésemre bocsátotta a Sás-patakon és a Bükkösd-vízen mért vízhozam adatokat, amelyek hasznos, és elengedhetetlen kellékei a hidrológiai modellek eredményének validációjához.

Végül, de nem utolsó sorban köszönöm családom, és barátnőm Ternai Etelka türelmét és támogatását, amelyel ösztönöztek, hogy a nehézségek ellenére is folytassam a munkát.

10. Irodalomjegyzék

1. ABUSTAN, I., SULAIMAN, A.H., WAHID, N.A. & BAHARUDIN, F. (2008): Determination of Rainfall-Runoff Characteristics in an Urban Area: Sungai Kerayong Catchment, Kuala Lumpur. 11th International Conference on Urban Drainage, Edinburgh, Scotland. 10 p.
2. ACHLEITNER, S., SCHÖBER, J., RINDERER, M., LEONHARDT, G., SCHÖBERL, F., KIRNBAUER, R. & SCHÖNLAUB, H. (2012): Analyzing the operational performance of the hydrological models in an alpine flood forecasting system. *Journal of Hydrology*, 412-413: 90-100.
3. AHMED, F. (2010): Numerical modeling of the Rideau Valley Watershed. *Natural Hazards*, 55:63-84.
4. AHMED, F. (2012): A hydrologic model of Kemptville Basin – Calibration and extended validation. *Water Resources Management*, 26:2583-2604.
5. BARTHOLY J. & PONGRÁCZ R. (2013): Spring and summer weather in 2010: Regular or exceptional? In.: Lóczy D. (szerk.): Geomorphological impacts of extreme weather: Case studies from Central and Eastern Europe. Springer, Netherlands, pp. 3-19.
6. BATHURST, J.C. IROUMÉ, A. CISNEROS, F. FALLS, J. ITTURASPE, R. NOVILLO, M.G., URCIUOLO, A., DE BIÉVRE, B., BORGES, V.G., COELLO, C., CISNEROS, P., GAYOSO, J. MIRANDA, M., & RAMÍREZ, M. (2011): Forest impact on floods due to extreme rainfall and snowmelt in four Latin American environments 1: Field data analysis. *Journal of Hydrology*, 400: 281-291.
7. BEDIENT, P.B., & HUBER, W.C. (2002): Hydrology and Floodplain Analysis. 3rd edition. Prentice Hall, Upper Saddle River, N.J., 763 p.
8. BLÖSCHL, G., RESZLER, C., & KOMMA J. (2008): A spatially distributed flash flood forecasting model. *Environmental Modelling & Software*, 23: 464-478.
9. BORGA, M., ANAGNOSTOU, E.N., BLÖSCHL, G., & CREUTIN, J.-D. (2011): Flash flood forecasting, warning and risk management: The HYDRATE project. *Environmental Science & Policy*, 14:834-844.
10. BÖTKÖS T. (2006): Precipitation trends in Pécs. In.: HALASI-KUN, G.J. (szerk.): Sustainable Development in Central Europe. Pollution and Water Resources, Columbia University Seminar Proceedings, Vol. XXXVI 2004-2006, Pécs, pp. 171-177.
11. BROADBRIDGE, P. & WHITE, I. (1988): Constant rate rainfall infiltration: a versatile nonlinear model, 1, Analytical solution. *Water Resources Research*, 24:145-154.
12. BROCCA, L., MORBIDELLI, R., MORAMARCO, T., & MELONE, F. (2007): Soil moisture spatial variability in experimental areas of central Italy. *Journal of Hydrology*, 333: 356-373.
13. BROCCA, L., MELONE, F., MORAMARCO, T., & MORBIDELLI, R. (2009): Antecedent wetness conditions based on ERS scatterometer data. *Journal of Hydrology*, 364: 73-87.

14. BROCCA, L. TULLO, T., MELONE F. MORAMARCO T. & MORBIDELLI R. (2012): Catchment scale soil moisture spatial-temporal variability, *Journal of Hydrology*, 422-423: 63-75.
15. BURLANDO, P., MONTARINI, A. & RANZI R. (1996): Forecasting of storm rainfall by combined use of radar, rain gages and linear models. *Atmospheric Research*, 42:199-216.
16. BUTTS, M.B., PAYNE, J.T., KRISTENSEN, M., & MADSEN, H. (2004): An evaluation of the impact of model structure on hydrological modelling uncertainty for streamflow simulation. *Journal of Hydrology*, 298:242-266.
17. CARPENTER, T.M. & GEORGAKAKOS, K.P. (2006): Intercomparison of lumped versus distributed hydrologic model ensemble simulations on operational forecast scales. *Journal of Hydrology*, 329:174-185.
18. CARPENTER, T.M., SPERFSLAGE, J.A., GEORGAKAKOS, K.P., SWEENEY, T., & FREAD, D.L. (1999): National threshold runoff estimation utilizing GIS in support of operational flash flood warning systems. *Journal of Hydrology*, 224:21-44.
19. CASSARDO, C., BALSAMO G.P., CACCIAMANI C., CESARI D., PACCAGNELLA T. & PELOSINI R. (2002): Impact of soil surface moisture initialization on rainfall in a limited area model: a case study of the 1995 South Ticino flash flood. *Hydrological Processes*, 16:1301-1317.
20. CASTILLO, V.M., GÓMEZ-PLAZA, A., & MARTÍNEZ-MENA, M. (2003): The role of antecedent soil water content in the runoff response of semiarid catchments: a simulation approach. *Journal of Hydrology*, 284: 114-130.
21. CHANG, H. & JUNG, I.-W. (2010): Spatial and temporal changes in runoff caused by climate change in a complex large river basin in Oregon. *Journal of Hydrology*, 388:186-207.
22. CHAUVIN, G.M., FLERCHINGER, G.N., LINK, T.E., MARKS, D. WINSTRAL, A.H. & SEYFRIED, M.S. (2011): Long-term water balance and conceptual model of a semi-arid mountainous catchment. *Journal of Hydrology*, 400:133-143.
23. CHEN, A.S., EVANS, B., DJORDJEVIĆ, S. & SAVIĆ, D.A. (2012): A coarse-grip approach to representing building blockage effects in 2D urban flood modelling. *Journal of Hydrology*, 426-427:1-16.
24. CHOW, V.T., MAIDMENT, D.R. & MAYS, L.W. (1988): *Applied Hydrology*. McGraw-Hill, New York.
25. COBBY, D., FALCONER, R., FORBES, G., SMYTH, P., WIDGERY, N., ASTLE, G., DENT J. & GOLDING, B. (2008): Potential warning services for groundwater and pluvial flooding. - In: Samuels, P., Huntington, S., Allsop, W. & Harrop, J. (szerk.): *Flood Risk Management: Research and Practice*. Taylor & Francis Group, London, ISBN 978-0-415-48507-4, pp. 1273-1280.
26. COLLIER, C.G. (2007): Flash flood forecasting: What are the limits of the predictability? *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 133:3-23.
27. CORRADINI, C., FLAMMINI, A., MORBIDELLI, R. & GOVINDARAJU, R.S. (2011): A conceptual model for infiltration in two-layered soil with a more permeable upper layer: From local to field scale. *Journal of Hydrology*, 410: 62-72.

28. CORRADINI, C., MELONE F. & SMITH R.E. (1997): A unified model for infiltration and redistribution during complex rainfall patterns. *Journal of Hydrology*, 192:104-124.
29. CORRADINI, C., MORBIDELLI R., FLAMMINI A. & GOVINDARAJU R.S. (2011): A parameterized model for local infiltration in two-layered soils with a more permeable upper layer. *Journal of Hydrology*, 396:221-232.
30. COSH, M.H., JACKSON, T.J., BINDLISH, R. & PRUEGGER, J.H. (2004): Watershed scale temporal and spatial stability of soil moisture and its role in validating satellite estimates. *Remote Sensing of Environment*, 92:427-435.
31. COSH, M.H., JACKSON, T.J., STARKS, P. & HEATHMAN, G. (2006): Temporal stability of surface soil moisture in the Little Washita River watershed and its applications in satellite soil moisture product validation. *Journal of Hydrology*, 323:168-177.
32. COUTO, F.T., SALGADO, R. & COSTA, M.J. (2012): Analysis of intense rainfall events on Madeira Island on during the 2009/2010 winter. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 12:2225-2240.
33. CRAS, A., MARC, V. & TRAVI, Y. (2007): Hydrological behaviour of sub-Mediterranean alpine headwater streams in a badlands environment. *Journal of Hydrology*, 339:130-144.
34. CSERMÁK B. 1985. Hegy és dombvidéki vízrendezés hidrológiai kérdései. Vízügyi Műszaki Gazdasági Tájékoztató 157. szám, Vízügyi Dokumentációs Szolgáltató Leányvállalat nyomdája, Budapest
35. CZIGÁNY SZ. & PIRKHOFFER E. (2013): Hidrológiai modellek tesztelése, kalibrálása és validálása. In.: Szatmári J. (szerk.): Modellek a geoinformatikában. http://www.geo.u-szeged.hu/~joe/pub/Tamop/Jegyzet/Modellek_%20a_geoinformatikaban_tananyag.html (utolsó letöltés: 2013.07.16.) Egyetemi jegyzet, SZTE, Szeged
36. CZIGÁNY SZ., PIRKHOFFER E. & GERESDI I. (2010): Impact of extreme rainfall and soil moisture on flash flood generation. *Időjárás*, 114: 79-100.
37. CZIGÁNY SZ., PIRKHOFFER E., & GERESDI I. (2008): Environmental impacts of flash floods in Hungary – In: Samuels, P., Huntington, S., Allsop, W., Harrop, J., (szerk.): Flood Risk Management: Research and Practice. Taylor & Francis Group, London, ISBN 978-0-415-48507-4 pp. 1439-1447.
38. DAVIE, T. (2002): Fundamentals of Hydrology. Taylor & Francis Group, Routledge, New York, 169 p.
39. DAVIS, R.S. (2001): Flash Flood forecast and detection methods. In: Doswell, C.A. (szerk.): Severe Convective Storms. *Meteorological Monographs*, American Meteorological Society, Boston, MA 28:481-526.
40. DHI (2003): MIKE 11 – A modelling system for Rivers and Channels. User Guide. Danish Hydraulic Institute, Hørsholm, pp. 201-230.
41. DOULGERIS, C., GEORGIU, P., PAPADIMOS, P. & PAPAMICHAIL, D. (2012): Ecosystem approach to water resources management using the MIKE 11 modeling system in the Strymonas River and Lake Kerkini. *Journal of Environmental Management*, 94:132-143.

42. DÖVÉNYI Z. (szerk.) (2010): Magyarország kistájainak katasztere. MTA Földrajztudományi Kutatóintézet, Budapest, pp. 488-530.
43. DU, J., QIAN, L., RUI, H., ZUO, T., ZHENG, D., XU, Y. & XU, C.-Y. (2012): Assessing the effects of urbanization on annual runoff and flood events using an integrated hydrological modeling system for Qinhuai River basin, China. *Journal of Hydrology*, 464-465:127-139.
44. EEA (2005): Éghajlatváltozás és árvizek Európában. Európai Környezetvédelmi Ügynökség jelentése. http://www.eea.europa.eu/hu/publications/briefing_2005_1
Letöltés dátuma: 2015-05-11.
45. ELY, L. & NAGYVÁRADY, L. (2001): Application of Paleofloods to Flood Hazard Assessment in Hungary. - In: Kovács, J. & Lóczy, D. (szerk.): A vizek és az ember. – PTE TTK Földrajzi Intézet, Pécs, pp. 189-195.
46. ESZÉKY, O. (1987): A Bükkösdi-víz felső vízgyűjtőjén tervezhető árvízcsúcs csökkentő tározók hidrológiai tanulmányterve. (Hydrological analysis of the proposed flood mitigation pool in the upper-catchment of the Bükkösdi-víz) – Kézirat, Pécs
47. ESZÉKY, O. (1992): A Bükkösdi-víz vízhozamnyílvántartó állomásainak felülvizsgálata. (Overview of the stream gages in the watershed of the Bükkösdi-víz)– Kézirat, Pécs
48. FÁBIÁN, SZ.Á., GÖRCS, N.L., KOVÁCS, I.P., RADVÁNSZKY, B. & VARGA, G. (2009). Reconstruction of flash flood event in a small catchment: Nagykónyi, Hungary *Z. Geomorph. N.F.* 53:123-138.
49. FLINT, A.L. & FLINT L.A. (2002): Particle density. In: Dane, J.H., Topp, G.C. (szerk.): *Methods of Soil Analysis* Part 4. Physical Methods, Soil Science Society of America Inc, Madison, WI, USA
50. FU, B., WANG, J., CHEN, L. & QIU, Y. (2003): The effects of landuse on soil moisture variation in the Danangou catchment of the Loess Plateau, China. *Catena*, 54:197-213.
51. FUENTES, J.P., FLURY, M., HUGGINS, D.R. & BEZDICEK, D.F. (2003): Soil water and nitrogen dynamics in dryland cropping systems of Washington State, USA *Soil and Tillage Research*, 71:33-47
52. GARCIA, A., SAINZ, A., REVILLA, J.A., ALVAREZ, C, JUANES, J.A. & PUENTE, A. (2008): Surface water resources assessment in scarcely gauged basins in the north of Spain. *Journal of Hydrology*, 356:312-326.
53. GASH, J.H.C. & MORTON, A.J. (1978): An application of the Rutter model to the estimation of the interception loss from Thetford forest. *Journal of Hydrology*, 38:49-58.
54. GASH, J.H.C., WRIGHT I.R. & LLOYD, C.R. (1980): Comparative estimates of interception loss from three coniferous forests in Northern Germany. *Agric. For. Met.* 79:131-148.
55. GAUME, E., BAIN, V., BERNARDARA, P., NEWINGER, O., BARBUC, M., BATEMAN, A., BLÁŠKOVIČOVÁ, L., BLÖSCHL, G., BORGA, M., DUMITRESCU, A., DALIAKOPOULOS, I., GARCIA, J., IRIMESCU, A., KOHNOVA, S., KOUTROULIS A., MARCHI, L., MATREATA, S., MEDINA, V., PRECISO, E., SEMPERE-TORRES, D.,

- STANCALIE, G., SZOLGAY, J. TSANIS, I., VELASCO, D. & VIGLIONE, A. (2009): A compilation of data on European flash floods. *Journal of Hydrology*, 367: 70-78.
56. GEORGAKAKOS, K.P., (1986): On the design of national, real-time warning systems with capability for site specific flash flood forecasts. *Bulletin American Meteorological Society*, 67: 1233–1239.
 57. GEORGAKAKOS, K.P. (2006): Analytical results for operational flash flood guidance. *Bulletin American Meteorological Society*, 317:81-103.
 58. GEORGAKAKOS, K.P. & HUDLOW, M.D. (1984): Quantitative precipitation forecast techniques for use in hydrologic forecasting. *Bulletin American Meteorological Society*, 65:1186-1200.
 59. GERESDI, I. & HORVÁTH, Á. (2000): Severe Convective Storms and Associated Phenomena in Hungary. In.: Proceedings of the First European Tornadoes and Severe Storms Conference. Tolouse, Franciaország. 12 p.
 60. GERESDI, I. (1999): Zivatarok előrejelzése és radarképek automatikus feldolgozása. (Nowcasting of thunderstorms and automated analysis of radar images) – Országos Meteorológiai Szolgálat, Nowcasting Project, Project Report, pp. 1-7.
 61. GIBBARD, S., CALDEIRA, K., BALA, G., PHILLIPS, T.J. & WICKETT, M. (2005): Climate effects of global land cover change. *Geophysical Research Letters*, 32(23): 18p.
 62. GILBERT, R.O. (1987): Statistical methods for environmental pollution monitoring. Van Nostrand Reinhold Company, Inc., New York, pp. 26-54.
 63. GOCHIS, D.J., VIVONI, E.R. & WATTS, C.J. (2010): The impact of soil depth on land surface energy and water fluxes in the North American Monsoon region. *Journal of Arid Environments*, 74:564-571.
 64. GRAF, J.B., GARKLAUS, G. & OBERG, K.A. (1982): A technique for estimating time of concentration and storage coefficient values for Illinois streams. USGS Water-Resources Investigations Report: 82-22. pp. 1-16.
 65. GRASSL, H. (1999): Global climate change. *Interdisciplinary Science Reviews*, 24: 185-194.
 66. GREEN, J.I. & NELSON, E.J. (2002): Calculation of time of concentration for hydrologic design and analysis using geographic information system vector objects. *Journal of Hydroinformatics*, 4:75-81.
 67. GREEN, W.A. & AMPT, G.A. (1911): Studies on soil physics: 1. The flow of air and water through soil. *Journal of Agricultural Science*, 4: 1-24.
 68. GREGORY, K.J. (2006): The human role in changing river channels. *Geomorphology*, 79:172-191.
 69. GRUNTFEST, E. (1977): What People Did during the Big Thompson Flood. – Working Paper No. 32, Natural Hazards Research–applications Information Center, Boulder, CO.
 70. GRUNTFEST, E. (1987): What We Have Learned since the Big Thompson Flood. - Proceedings of the Tenth Anniversary Conference, 17-19 July 1986, Special Publication NO. 16. Natural Hazards Research–applications Information Center, Boulder, CO.

71. GRUNTFEST, E. & RIPPS, A. (2000): Flash floods: Warning, mitigation, efforts and prospects. In: Parker, D.J. (szerk.): Floods. Vol. 1. Routledge, London, pp. 377-390.
72. GUPTA, H.V., SOROOSHIAN, S. & YAPO, P.O. (1998): Toward improved calibration of hydrologic models: Multiple and noncommensurable measures of information. *Water Resources Research*, 34:751-763.
73. GYENIZSE, P., SZABÓ-KOVÁCS, B. & SEBŐK, M. (2005): Hydrological impacts on the social and economic processes over the Dráva flood plain. *Földrajzi Közlemények*, (Geographical Review), 129:67-72.
74. HAFEZPARAST, M., ARAGHINEJAD, S., FATEMI, S.E. & BRESSERS, H. (2013): A conceptual rainfall-runoff model using the auto calibrated NAM models in the Sarisoo River. *Hydrology Current Research*, 4:1-6.
75. HAJÓSY, F., KAKAS, J. & KÉRI, M. (1975): A csapadék havi és évi összegei Magyarországon. *Országos Meteorológiai Szolgálat*, Budapest. pp. 106-108.
76. HAN, E., MERWADE, V. & HEATHMAN, G.C. (2012): Implementation of surface soil moisture data assimilation with watershed scale distributed hydrological model. *Journal of Hydrology*, 416-417:98-117.
77. HEATHMAN, G.C., COSH, M.H., MERWADE, V. & HAN, E. (2012): Multi-scale temporal stability analysis of surface and subsurface within the Upper Cedar Creek Watershed, Indiana. *Catena*, 95:91-103.
78. HEGEDÜS, P., CZIGÁNY SZ., BALATONYI, L. & PIRKHOFER, E. (2013): Analysis of Soil Boundary Conditions of Flash Floods in a Small Basin in SW Hungary. *Central European Journal of Geosciences*, 5:(1) pp. 97-111.
79. HEGEDÜS, P., CZIGÁNY, SZ., BALATONYI, L., PIRKHOFER, E. & HICKEY, R. (2015): Analysis of spatial variability of near-surface soil moisture to increase rainfall-runoff modelling accuracy in SW Hungary. *Open Geosciences*, 7:(1) pp. 126-139.
80. HILLEL, D. (2004): Introduction to Environmental Soil Physics. Academic Press, San Diego, CA, USA. ISBN 0-12-348655-6, 494 p.
81. HINMAN C. (2005): Low impact development. Technical guidance manual for Puget Sound. Washington State University. Publication No. PSAT.05-03.
82. HIROSE, T., ONDA, Y. & MATSUKURA, Y. (1994): Runoff characteristics and solute concentration on four small catchments with different bedrocks in the Abukuma Mountains, Japan. *Transactions of the Japanese Geomorphological Union*, 15:31-48.
83. HIZSÁK, I. (2005): A Kapos áradása. A Drávától a Balatonig. (Flooding of the River Kapos. From the River Drava to Lake Balaton). – A Dél-Dunántúli Környezetvédelmi és Vízügyi Igazgatóság, valamint a Dél-Dunántúli Környezetvédelmi, Természetvédelmi és Vízügyi Felügyelőség *Időszaki Lapja*, 2: 6-8.
84. HOLWERDA, F., BRUIJNZEEL, L.A., MUÑOZ-VILLERS, L.E., EQUIHUA, M. & ASBJORNSEN, H. (2010). Rainfall and cloud water interception in mature and secondary montane cloud forests of central Veracruz, Mexico. *Journal of Hydrology*, 384: 84-96.

85. HORTON, R.E. (1940): An approach towards physical interpretation of infiltration capacity. *Transactions, American Geophysical Union*, 18: 371-385.
86. HORVÁTH Á. (2005): A 2005. április 18.-i mátrakeresztesi árvíz meteorológiai háttere (The meteorological background of the April 18, 2005 flood in Mátrakeresztes. – *Léggör* 50: 6-9.
87. HORVÁTH E. (1999). Szélsőséges hidrológiai események rekonstruálása feltáratlan kisvízgyűjtőkön. (Simulation of extreme hydrological events in unexplored small drainage basins). *Vízügyi Közlemények*, 81:486-497.
88. HU, W., TALLON, L.K. & SI, B.C. (2012): Evaluation of time stability indices for soil water storage upscaling. *Journal of Hydrology*, 475: 229-241.
89. HUNTINGTON, T.J. (2006). Evidence for intensification of the global water cycle: review and synthesis. *Journal of Hydrology*, 319:83–95.
90. HÜMANN, M., SCHÜLER, G., MÜLLER, C., SCHNEIDER, R., JOHST, M. & CASPARI, T. (2011): Identification of runoff process – The impact of different forest types and soil properties on runoff formation and floods. *Journal of Hydrology*, 409: 637-649.
91. HUPET, F. & VANCLOOSTER, M. (2002): Intraseasonal dynamics of soil moisture variability within a small agricultural maize cropped field. *Journal of Hydrology*, 261:86-101.
92. HUZSAI, L., RAJKAI K. & SZÁSZ G. (2005): Az agroökológia modellezéstechnikája. Debreceni Egyetem Agrártudományi Centrum, Debrecen, elektronikus tankönyv, pp. 98-102.
93. IDE, J., FINÉR, L., LAURÉN, A., PIIRAINEN, S. & LAUNIAINEN, S. (2013): Effects of clear-cutting on annual and seasonal runoff from a boreal forest catchment in eastern Finland. *Forest Ecology and Management*, 304: 482-491.
94. IPCC (2008): Climate change and water. In: Bates, B.C., Kundzewicz, Z.W., Wu, S. & Palutikof, J.P. (szerk.): IPCC Technical Paper VI. Genf, pp. 33-51.
95. JAVIER, J.R.N., SMITH, J.A., MEIERDIERCKS, K.L., BAECK, M.L. & MILLER, A.J. (2007): Flash flood forecasting for small urban watersheds in the Baltimore metropolitan region. *Weather and Forecasting*, 22:1331-1344.
96. JIANG, W. & GAN, J. (2012): Importance of Fine Particles in Pesticide Runoff from Concrete Surfaces and Its Prediction. *Environmental Science & Technology*, 46: 6028-6034.
97. JESSUP, S.M., DEGAETANO, A.T. (2008): A statistical comparison of the properties of flash flooding–nonflooding precipitation events in portions of New York and Pennsylvania. *Weather and Forecasting*, 23:114-130.
98. JURY, W.A., GARDNER, W.R. & GARDNER, W.H. (1991): Soil Physics. 5. kiadás, John Wiley & Sons Inc. New York
99. KANG, K. & MERWADE, V. (2011): Development and application of a storage-release based distributed hydrologic model using GIS. *Journal of Hydrology*, 403: 1-13.
100. KASZAB F. (2009): Kisvízfolyások vízgyűjtőterületeinek lefolyási viszonyai – extrém árvízi esettanulmányok és a revitalizáció. Magyar Hidrológiai Társaság XXVII. Országos Vándorgyűlése, Baja

101. KERESZTÉNY B., ILISICS N., BALATONYI L., HEGEDÜS P., PIRKHOFER E. & CZIGÁNY SZ. (2011): Collecting and employment of soil parameter for numerical flash flood modeling in ultra-small watershed. *Riscuri și Catastrofe*, 9: 45-57.
102. KERLE, N. & ALKEMA, D. (2012): Multiscale flood risk assessment in urban areas – a geoinformatics approach. In.: Richter, M., Weiland, U. (szerk.): *Applied Urban Ecology: A Global Framework*. Wiley-Blackwell, Chichester, UK, pp. 93-105.
103. KJELDSSEN, T.R. & JONES, D.A. (2010): Predicting the index flood in ungauged UK Catchments: On the link between data-transfer and spatial model error structure. *Journal of Hydrology*, 387:1-9.
104. KLAASEN, W., BOSWELD, F. & DE WATER, E. (1998): Water storage and evaporation as constituents of rainfall interception. *Journal of Hydrology*, 212-213: 36-50.
105. KNEBL, M.R., YANG Z.-L., HUTCHISON K. & MAIDMENT D.R. (2005): Regional scale flood modeling using NEXRAD rainfall, GIS, and HEC-HMS/RAS: a case study for the San Antonio River Basin Summer 2002 storm event. *Journal of Environmental Management*, 75:325-336.
106. KOBOLD, M. & POGAČNIK, N. (2008): Flash flood in Železniki on September 2007. – Joined 2nd MAP D-PHASE Scientific Meeting & COST 731 Mid-term Seminar. Bologna, 19-22 May 2008 (poster presentation)
107. KOIVUSALO, H., KOKKONEN, T., LAURÉN, A., AHTIAINEN, M., KARVONEN, T., MANNERKOSKI, H., PENTTINEN, S., SEUNA, P., STARR, M., VAKKILAINEN, P. & FINÉR, L. (2006): Parameterisation and application of a hillslope model to assess hydrological impacts of forest harvesting. *Environmental Modelling & Software*, 21:1324-1339.
108. KONTUR I., KORIS K. & WINTER, J. (2003): *Hidrológiai számítások*. Budapest, Linográf Kft. pp. 185-369.
109. KOREN, V., MOREDA, F. & SMITH, M. (2008): Use of soil moisture observations to improve parameter consistency in watershed calibration. *Physics and Chemistry of the Earth*, 33: 1068-1080.
110. KORIS, K. (2002): A hazai hegy- és dombvidéki kisvízgyűjtők árvízhozamainak meghatározása. *Vízügyi Közlemények*, 84:64-77.
111. KORIS, K. & WINTER, J. (2000): Az 1999. évi nyári rendkívüli árvizek a Mátra és a Bükk déli vízgyűjtőin. (Extreme summer flood events in the southern watersheds of the Bükk and Mátra Mountains in 1999) *Vízügyi Közlemények*, 82: 199-219.
112. KOSCHMIEDER, H. (1934): Methods and results of definite rain measurements. *Monthly Weather Review*, 65:5-7.
113. KOUTROULIS, A.G. & TSANIS, I.K. (2010): A method for estimating flash flood peak discharge in a poorly gauged basin: Case study for the 13–14 January 1994 flood, Giofiros basin, Crete, Greece. *Journal of Hydrology*, 385: 150-164.
114. LACAVA, T., BROCCA, L., CALICE, G., MELONE, F., MORAMARCO, T., PERGOLA, N. & TRAMUTOIL, V. (2010): Soil moisture variations monitoring by AMSU-based soil wetness indices. A long-term inter-comparison with ground measurements. *Remote Sensing of Environment*, 114: 2317-2325.
115. LAM, N. (1983): Spatial Interpolation Methods: A Review. *The American Cartographer*, 10: 129-149.

116. LANGHANS, C., GOVERS, G., DIELS, J., LEYS, A., CLYMANS, W., VAN DEN PUTTE, A. & VALCKX, J. (2011). Experimental rainfall-runoff data: Reconsidering the concept of infiltration capacity. *Journal of Hydrology*, 399: 255-262.
117. LANTHALER, C. (2004): Lysimeter Stations and Soil Hydrology Measuring Sites in Europe. Karl-Franzens Egyetem, Graz, PhD értekezés, 147 p.
118. LE LAY, M. & SAULNIER, G.M. (2007). Exploring the signature of climate and landscape spatial variabilities in flash flood events: Case of the 8-9 September 2002 Cevennes-Vivarais catastrophic event. *Geophysical Research Letters*, 34(13) Article No.:L13401
119. LI, J. & HEAP, A.D. (2008): A Review of Spatial Interpolation Methods for Environmental Scientists. Geoscience Australia, pp. 4-26.
120. LIN, C.A., WEN, L., LU, G., WU, Z., ZHANG, J., YANG, Y., ZHU, Y. & TONG L. (2010): Real-time forecast of the 2005 and 2007 summer severe floods in the Huaihe River Basin of China. *Journal of Hydrology*, 381:33-41.
121. LINK, E.T., UNSWORTH, M. & MARKS, D. (2004): The dynamics of rainfall interception by a seasonal temperate rainforest. *Agric. For. Met.*, 124:171-191.
122. LÓCZY, D. (2005): A folyóvizek felszíninformálása. In: Veress M., Lóczy D.: Geomorfológia I. Földfelszíni folyamatok és formák. Dialóg Campus, Pécs-Bp. pp. 35-53.
123. LÓCZY, D. (2011): A vízellátottság mint tájtulajdonság értékelése különböző földértékelési rendszerekben. (Assessing water availability as a landscape property in various land evaluation schemes) *Földrajzi Értesítő*, 49:215-234.
124. LOEW, A. & SCHLENZ, F. (2011): A dynamic approach for evaluating coarse-scale satellite soil moisture products. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15, 75-90.
125. LOOPER, J.P. & VIEOUS, B.E. (2012): An assessment of distributed flash flood forecasting accuracy using radar and rain input for a physics-based distributed hydrologic model. *Journal of Hydrology*, 412-413:114-132.
126. LOVÁSZ GY. (2000): Általános vízföldrajz. University Press Pécs, Pécs, pp. 121-140.
127. LOVÁSZ GY. & MAJOROS GY. (1997): Magyarország természeti földrajza. 1. Domborzatfejlődés, éghajlat, vízföldrajz. Integrál University Press, Pécs, 271 p.
128. LOVÁSZ GY. & WEIN GY. (1974): Délkelet-Dunántúl geológiája és felszínfejlődése. Baranya Megyei Levéltár, Pécs, 225 p.
129. LUMBROSO, D. & GAUME, E. (2012): Reducing the uncertainty in indirect estimates of extreme flash flood discharges. *Journal of Hydrology*, 414-415: 16-30.
130. MAO, L.L., LEI, T.W. & BRALTS, V.F. (2011): An analytical approximation method for the linear source soil infiltrability measurement and its application *Journal of Hydrology*, 411:169-177.
131. MARCHI, L., BORGA, M., PRECISO, E. & GAUME, E. (2010): Characterization of selected extreme flash floods in Europe and implications for flood risk management. *Journal of Hydrology*, 394:118-133.
132. MARKUS, M., ANGEL, J.R., YANG, L. & HEJAZI, M.I. (2007): Changing estimates of design precipitation in Northeastern Illinois: Comparison between different sources and sensitivity analysis. *Journal of Hydrology*, 347: 211-222.

133. MARSHALL, T.J., HOLMES, J.W. & ROSE, C.W. (1996): Soil Physics. Cambridge University Press, Cambridge, 453 p.
134. MARTINEZ, F., CASERMEIRO, M.A., MORALES, D., CUEVAS, G. & WALTER, I. (2003): Effects on run-off water quantity and quality of urban organic wastes applied in a degraded semi-arid ecosystem. *The Science of the Total Environment*, 305: 13-21.
135. MARTONNÉ E.K. (2007): Magyarország tájféldrajza. Kossuth Egyetemi Kiadó, Debrecen, pp. 108-113.
136. McMILLAN, H., JACKSON, B., CLARK, M., KAVETSKI, D. & WOODS, R. (2011): Rainfall uncertainty in hydrological modelling: An evolution of multiplicative error models *Journal of Hydrology*, 400:83-94.
137. MEIN, R.G. & LARSON, C.L. (1973): Modelling infiltration during a steady rain. *Water Resources Research*, 9:384-394.
138. MERZ, R., BLOSCHL, H. & PARAJKA, J. (2006): Spatio-temporal variability of event runoff coefficients. *Journal of Hydrology*, 331:591-604.
139. MIRALLES, D.G., CROW, W.T. & COSH, M.H. (2010): Estimating Spatial Sampling Errors in Coarse-Scale Soil Moisture Estimates Derived from Point-Scale Observations. *Journal of Hydrometeorology*, 11: 1423-1429.
140. MITTELBACH, H., LEHNER, I. & SENEVIRATNE, S.I. (2012): Comparison of four soil moisture sensor types under field conditions in Switzerland. *Journal of Hydrology*, 430-431: 39-49.
141. MOHANTY, B.P. & SKAGGS, T.H. (2001): Spatio-temporal evolution and time-stable characteristics of soil moisture within remote sensing footprints with varying soil, slope, and vegetation. *Advances in Water Resources*, 24:1051-1067.
142. MONTENEGRO, S., RAGAB, R. (2012): Impact of possible climate and land use changes in the semi-arid regions: A case study from North Eastern Brasil. *Journal of Hydrology*, 434-435: 55-68.
143. MUELLER, E.N. & PFISTER, A. (2011): Increasing occurrence of high-intensity rainstorm events relevant for the generation of soil erosion in a temperate lowland region in Central Europe. *Journal of Hydrology*, 411:266-278.
144. MULVANEY, T.J. (1851): On the use of self-registering rain and flood gauges in making observations of the relation of rainfall and flood discharges in a given catchment. *Proceedings of the Institute of Civil Engineering of Ireland*, 4: 18-31.
145. NELDER, J.A., MEAD, R. (1965): A simplex method for function minimization. *The Computer Journal*, 7: 308-313.
146. NOVÁKY B. (2003): Éghajlat és víz: Bizonyosságok és bizonytalanságok. *Vízügyi Közlemények*, 85: 536-542.
147. NJOKU, E., JACKSON, T., LAKSHMI, V., CHAN, T. & NGHIEM, S.V. (2003): Soil moisture retrieval from AMSR-E, *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, 41: 215-229.
148. OCKENDEN, M.C. & CHAPPELL, N.A. (2011): Identification of the dominant runoff pathways from data-based mechanistic modelling of nested catchments in temperate UK. *Journal of Hydrology*, 402:71-79.
149. ODIYO, J.O. & PHANGISA, J.I., MAKUNGO, R. (2012): Rainfall-runoff modelling for estimating Latonyanda River flow contributions to Luvuvhu River downstream of Albasini Dam. *Physics and Chemistry of the Earth*, 50-52:5-13.

150. OGDEN, F.L., SHARIF, H.O., SENARATH, S.U.S., SMITH, J.A., BAECK, M.L. & RICHARDSON, J.R. (2000): Hydrologic analysis of the Fort Collins, Colorado, flash flood of 1997. *Journal of Hydrology*, 228:82-100.
151. OMSZ (2008): Magyarország néhány éghajlati jellemzője a 2005-2007-es időszakban. Paletta Press, Budakeszi, 16 p.
152. OU, G., CHEN, X., KILIC, A., BARTELT-HUNT, S., LI, Y. & SAMAL, A. (2013): Development of a cross-section based streamflow routing package for MODFLOW. *Environmental Modelling & Software*, 50:132-143.
153. PENNA, D., BORGA, M., NORBIATO, D. & FONTANA, G.D. (2009): Hillslope scale soil moisture variability in a steep alpine terrain. *Journal of Hydrology*, 364: 311-327
154. PENNA, D., BROCCA, L., BORGA, M. & FONTANA, G.D. (2013): Soil moisture temporal stability at different depths on two alpine hillslopes during wet and dry periods. *Journal of Hydrology*, 477:55-71.
155. PHIL B. (2004): The Boscastle flood 2004.
<http://www.sln.org.uk/geography/schools/blythebridge/Boscastle%20Assignment.pdf> (Utolsó letöltés: 2014. október 29.)
156. PHILIP, J.R. (1969): Theory of infiltration. *Advances in Hydrosociences*, 5: 215-296.
157. PIRKHOFFER, E., CZIGÁNY, S., GERESDI, I. & NAGYVÁRADI, L. (2007): Effect of topography and rainfall pattern on the occurrence of flash floods in Hungary. – Carpatho-Balkan-Dinaric Conference on Geomorphology, October 24-28, 2007, Pécs, Hungary (poster presentation)
158. PIRKHOFFER, E., CZIGÁNY, S. & GERESDI, I. (2008): Rapid screening of flash flood impacted areas in Hungary. In.: Montani, A., Alberoni, P.P., Rossa, A., Rotach, M.W., Buzzi, A., Davolio, S. (szerk.): Proceedings of the Joint MAP D-PHASE Scientific Meeting – COST 731 mid-term seminar. Bologna, pp. 139-145.
159. PIRKHOFFER E., CZIGÁNY, S. & GERESDI, I. (2009): Impact of rainfall pattern on the occurrence of flash floods in Hungary. *Z. Geomorph. N.F.*, 53:139-157.
160. RAN, Q., SU, D., LI, P. & HE, Z. (2012): Experimental study of the impact of rainfall characteristics on runoff generation and soil erosion. *Journal of Hydrology*, 424-425: 99-111.
161. RANZI, R., ZAPPA, M. & BACCHI, B. (2007): Hydrological aspects of the Mesoscale Alpine Programme: Findings from field experiments and simulations. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 133: 867–880.
162. RONCZYK L. & CZIGÁNY SZ. (2013): Urban geomorphological process in Pécs, Southwest-Hungary, Triggered by Extreme Weather in May and June 2010. In.: Lóczy D. (szerk.): Geomorphological impacts of extreme weather: Case studies from Central and Eastern Europe. Springer, Netherlands, pp. 347-360.
163. RONCZYK L., CZIGÁNY SZ., BALATONYI L. & KRISTON A. (2012): Effects of excess urban runoff on waste water flow in Pécs, Hungary. *Riscuri și Catastrofe*, 11:144-159.
164. RONFORT, C., SOUCHÈRE, V., MARTIN, P., SEBILLOTTE, C., CASTELLAZZI, M.S., BARBOTTIN, A., MEYNARD, J.M. & LAIGNEL, B. (2011): Methodology for land use change scenario assessment for runoff impacts: A case study in a north-western European Loess belt region (Pays de Caux, France). *Catena*, 86:36-48.

165. ROZALIS, S., MORIN, E., YAIR, Y. & PRICE, C. (2010): Flash flood prediction using an uncalibrated hydrological model and radar rainfall data in a Mediterranean watershed under changing hydrological conditions. *Journal of Hydrology*, 394: 245-255.
166. RUIN, I., CREUTIN, J.-D., ANQUETIN, S. & LUTOFF, F. (2008): Human exposure to flash floods – Relation between flood parameters and human vulnerability during a storm of September 2002 in Southern France. *Journal of Hydrology*, 361: 199-213.
167. SAGHAFIAN, B. JULIEN, P.Y., & RAJAIE, H. (2002): Runoff hydrograph simulation based on time variable isochrone technique. *Journal of Hydrology*, 261:193-203.
168. SAHOO, A.K., HOUSER, P.R., FERGUSON, C., WOOD, E.F., DIRMAYER, P.A. & KAFATOS, M. (2008): Evaluation of AMSR-E soil moisture results using the in-situ data over the Little River Experimental Watershed, Georgia. *Remote Sensing of Environment*, 112:3142-3152.
169. SAVINA, M., SCHÄPPI, B., MOLNAR, P., BURLANDO, P. & SEVRUK, B. (2012): Comparison of tipping-bucket and electronic weighing precipitation gage for snowfall. *Atmospheric Research*, 103: 45-51.
170. SCHMITTNER, K.E. & GIRESSE, P. (1996): Modelling–application of the geomorphic–environmental controls on flash flood flow. *Geomorphology*, 16:337-347.
171. SEO, D.-J. (1998): Real-time estimation of rainfall fields using rain gage data under fractional coverage conditions. *Journal of Hydrology*, 208: 25-36.
172. SEYFRIED, M. (1998): Spatial variability constraints to modeling soil water at different scale. *Geoderma*, 85: 231-254.
173. SHARIF, H.O., YATES, D., ROBERTS, R. & MUELLER, C. (2005): The Use of an automated nowcasting system to forecast flash floods in an urban watershed *Journal of Hydrometeorology*, 7: 190-202.
174. SHARIFAN, R.A., ROSHAN, A., AFLATONI, M., JAHEDI, A. & ZOLGHADR, M. (2010): Uncertainty and sensitivity analysis of SWMM model in computation of manhole water depth and subcatchment peak flood. *Procedia Social and Behavioral Sciences*, 2:7739-7740.
175. SIDLE, R.C., NOGUCHI, S., TSUBOYAMA, Y. & LAURSEN, K. (2001): A conceptual model of preferential flow systems in forested hillslopes: evidence of self-organization. *Hydrological Processes*, 15: 1675-1692.
176. SIMOR, F. (1938): Pécs éghajlata II. *Geographica Pannonica XXXI. Kultúra Könyvnyomdai Műintézete, Pécs*, 132 p.
177. SINGH, P., FLURY, M. & SCHILLINGER, W.F. (2011): Predicting seed-zone water content for summer fallow in the Inland Pacific Northwest, USA. *Soil and Tillage Research*, 115–116:94-104.
178. SMITH, J.A., BAECK, M.L., MORRISON J.E., STURDEVANT-REES, P., TURNER-GILLESPIE, D.F. & BATES P.D. (2002): The regional hydrology of extreme floods in an urbanizing drainage basin. *Journal of Hydrometeorology*, 3:267-289.
179. SMITH, M.B., KOREN, V., ZHANG, Z., ZHANG, Y., REED, S.M., CUI, Z., MOREDA, F., COSGROVE, B.A., MIZUKAMI, N. & ANDERSON, E.A. (2012): Results of the DMIP 2 Oklahoma experiments. *Journal of Hydrology*, 418-419:17-48.

180. SMITH, R.E., CORRADINI, C. & MELONE, F. (1993): Modelling infiltration for multistorm runoff events. *Water Resources Research*, 29:133-144.
181. SMITH, R.E. & PARLANGE, J.-Y. (1978): A parameter-efficient hydrologic infiltration model. *Water Resources Res.*, 14:533-538.
182. SRIWONGSITANON, N. & TAESOMBAT, W. (2011): Effects of land cover on runoff coefficient. *Journal of Hydrology*, 410:226-238.
183. STEELMAN, C.M. & ENDRES, A.L. (2012): Assessing vertical soil moisture dynamics using multi-frequency GPR common-midpoint sounding. *Journal of Hydrology*, 446:51-66.
184. STEFANOVITS P., FILEP GY. & FÜLEKY GY. (1999): Talajtan. Mezőgazda Kiadó, Budapest, 470 p.
185. STELCZER K. (2000): A vízkészlet-gazdálkodás hidrológiai alapjai. ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 411 p.
186. STRANGEWAYS, I. (2004): Improving precipitation measurement. *International Journal of Climatology*, 24:1443-1460.
187. STRAUB, T.D., MELCHING, C.S., & KOCHER, K.E. (2000): Equations for estimating Clark Unit-Hydrograph parameters for small rural watersheds in Illinois. Water-Resources Investigations Report 00-4184, USGS, 30 p.
188. SURIYA, S. & MUDGAL, B.V. (2012): Impact of urbanization on flooding: The Thirusoolam sub watershed – A case study. *Journal of Hydrology*, 412-413: 210-219.
189. SVETLITCHNYI, A.A., PLOTNITSKIY, S.V. & STEPOVAYA, O.Y. (2003): Spatial distribution of soil moisture content within catchments and its modelling on the basis of topographic data. *Journal of Hydrology*, 277: 50-60.
190. SZESZTAY K. (1991): Az éghajlatváltozás vízgazdálkodási és hidrológiai vonatkozásai. *Vízügyi Közlemények*, 73: 245-278.
191. SZILÁGYI J. (1954): Az Által-ér és a Váli-víz rendkívüli árvize 1953. június 9.-én. (Extreme flooding of the Által-ér and the Váli víz on June 9, 1953). *Vízügyi Közlemények*, 36: 169-176.
192. SZLÁVIK L., TÓTH S., NAGY L. & SZÉL S. (2002): Árvizi kockázatok elemzésének és térképezésének irányelvei. (Guidelines for flood risk analysis and mapping). *Vízügyi Közlemények*, 84: 490-520.
193. SZLÁVIK, L. (2003): Az ezredforduló árvizeinek és belvizeinek hidrológiai jellemzése. (Hydrological characterization of floods drainage waters of the past 10 years). *Vízügyi Közlemények*, 85: 547-565.
194. SZLÁVIK, L. & KLING, Z. (2007): Nagycsapadékok és helyi vízkárelhárítási események előfordulása hazánkban. (Occurrence of intense rainfall and hydrologic events in Hungary), MHT Országos Vándorgyűlés kiadványa, Budapest.
195. TAO, H., GEMMER, M., BAI, Y., SU, B. & MAO, W. (2011): Trends of streamflow in the Tarim River Basin during the past 50 years: Human impact or climate change? *Journal of Hydrology*, 400: 1-9.

196. TOUKOUREU, M., JOHANNET, A., DREYFUS, G. & AYRAL, P.-A. (2011): Rainfall-runoff modeling of flash floods in the absence of rainfall forecasts: the case of "Cévenol flash floods". *Journal of Applied Intelligence*, 35:178-189.
197. TROMP-VAN MEERVELD, H.J. & McDONNELL, J.J. (2006): On the interrelations between topography, soil depth, soil moisture, transpiration rates and species distribution at the hillslope scale. *Advances in Water Resources*, 29: 293-310.
198. US ARMY CORPS OF ENGINEERS (2010): *Hydrologic Modeling System HEC-HMS*. User's Manual Version 3.5.
199. VALIANTZAS, J.D. (2011): New linearized two-parameter infiltration equation for direct determination of conductivity and sorptivity. *Journal of Hydrology*, 420:1-13.
200. VÁRALLYAY GY. (1985): Magyarország 1: 100 000 méretarányú agrotopográfiai térképe. *Agrokémia és Talajtan*, 34: 243-248.
201. VÁRALLYAY GY., SZÜCS L., MURÁNYI A., RAJKAI K. & ZILAHY P. (1979): Magyarország termőhelyi adottságait meghatározó talajtani tényezők 1:100 000 arányú térképe I. (1: 100 000 soil map of Hungary for selected soil properties I.). *Agrokémia és Talajtan*, 28: 363-384.
202. VÁRALLYAY GY., SZÜCS L., MURÁNYI A., RAJKAI K. & ZILAHY P. (1980a): Magyarország termőhelyi adottságait meghatározó talajtani tényezők 1:100 000 arányú térképe II. (1: 100 000 soil map of Hungary for selected soil properties II.). *Agrokémia és Talajtan*, 29: 35-76.
203. VÁRALLYAY GY., SZÜCS L., RAJKAI K., ZILAHY P., & MURÁNYI A. (1980b): Magyarországi talajok vízgazdálkodási tulajdonságainak kategóriarendszere és 1: 100 000 méretarányú térképe. (1: 100 000 soil map of Hungary for selected soil hydraulic properties). – *Agrokémia és Talajtan*, 29: 77-113.
204. VASS P. (1997): Árvizek a Bükkösd-patak felső szakaszán. (Floods in the headwaters of the Bükkösd Stream) In: Tésits, R., Tóth J. (szerk.): Földrajzi tanulmányok a pécsi doktoriskolából. – I. Bornus Nyomda, Pécs, pp. 261-285.
205. VENKATESH, B., LAKSHMAN, N., PURANARA, B.K. & REDDY, V.B. (2011): Analysis of observed soil moisture patterns under different land covers in Western Ghats, India. *Journal of Hydrology*, 397:281-294.
206. VILLARINI, G., SMITH, J.A., BAECK, M.L., VITOLO, R., STEPHENSON, D.B. & KRAJEWSKI, W.F. (2011): On the frequency of heavy rainfall for the Midwest of the United States. *Journal of Hydrology*, 400:103-120.
207. VINET, F. (2008): Geographical analysis of damage due to flash floods in southern France: The cases of 12-13. November 1999 and 8-9 September 2002. *Applied Geography*, 28: 323-336.
208. VMS 200/1 (1977a): Az esőből keletkező árhullámok jellemzőinek meghatározása. Általános ismertetés. OVH Budapest
209. VMS 200/2 (1977b): A tetőző hozam becslése árvízi tényező alapján. OVH Budapest
210. VMS 200/3 (1977c): A tetőző vízhozam számítás összegyűlekezési idő alapján. OVH Budapest
211. VMS 220/4 (1977d): Az esőből keletkező árhullámkép jellemzőinek meghatározása. OVH Budapest

212. VMS 200/6 (1977e): Árvízi jellemzők becslése (többparaméteres és egységárhullámkép) módszer. OVH Budapest
213. WANG, C., ZUO, Q. & ZHANG, R. (2008): Estimating the necessary sampling size of surface soil moisture at different scales using a random combination method. *Journal of Hydrology*, 352:309–321.
214. WANIELISTA, M. KERSTEN, R. & EAGLIN, R. (1997): Hydrology Water Quantity and Quality Control. John Wiley & Sons Inc., New York, 592 p.
215. WARBURTON, M.L., SCHULZE, R.E. & JEWITT, G.P.V. (2012): Hydrological impacts of land use change in three divers South African Catchment. *Journal of Hydrology*, 414-415:118-135.
216. WARNER, T.T.; YATES, D.N. & LEAVESLEY G.H. (2000): A Community Hydrometeorology Laboratory for Fostering Collaborative Research by the Atmospheric and Hydrologic Sciences. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 81:1499-1505.
217. WEBB, A. A. & KATHURIA, A. (2012): Response of streamflow to afforestation and thinning at Red Hill, Murray Darling Basin, Australia. *Journal of Hydrology*, 412-413:133-140.
218. WESTCOTT, N.E., KNAPP, V.H. & HILBERG, S.D. (2008): Comparison of gage and multi-sensor precipitation estimates over range of spatial and temporal scales in the Mid-Western United States. *Journal of Hydrology*, 351:1-12.
219. WESTERN, W.A., ZHOU, S.-L., GRAYSON, R.B., MCMAHON, T.A., BLÖSCHL, G. & WILSON, D.J. (2004): Spatial correlation of soil moisture in small catchments and its relationship to dominant spatial hydrological processes. *Journal of Hydrology*, 286:113-134.
220. WHITFIELD, P.H. & SPENCE, C. (2011): Estimates of Canadian Pacific Coast runoff from observed stream flow data. *Journal of Hydrology*, 410:141-149.
221. WICKHAM, J.D., WADE, T.G. & RITTERS, K.H. (2013): Empirical analysis of the influence of forest extent on annual and seasonal surface temperatures for the continental United States. *Global Ecology and Biogeography*, 22: 620-629.
222. WILSON, D.J., WESTERN, A.W., GRAYSON, R.B., BERG, A.A., LEAR, M.S., RODELL, M., FAMIGLIETTI, J.S., WOODS, R.A. & MCMAHON, T.A. (2003): Spatial distribution of soil moisture over 6 and 30 cm depth, Mahurangi river catchment, New Zealand. *Journal of Hydrology*, 276:254-274.
223. WINTER J., 1972: A rövid időtartamú csapadékok valószínűségi vizsgálata. *Hidrológiai Közlöny*, 52:395-399.
224. WINTER J., (1988): Az ország rövid időtartamú csapadékainak értékelése. *Hidrológiai Közlöny*, 68:249-253.
225. WISNOVSZKY I., (1993): Záporcsapadék és hó – a települési vízelvezetés hidraulikai terhelő elemei. *Hidrológiai Közlöny*, 73:104-109.
226. YATES, D.N.; WARNER, T.T. & LEAVESLEY G.H. (2000): Prediction of a Flash Flood in Complex Terrain. Part II.: A Comparison of Flood Discharge Simulation Using Rainfall Input from Radar, a Dynamic Model, and an Automated Algorithmic System. *J. Appl. Meteor.*, 39:815-825.

- 227. ZALAVÁRI P. (2008): Talajfizikai paraméterek alkalmazása a villámárvizek numerikus modellezésében. MSc szakdolgozat, PTE TTK, Pécs, 43 p.
- 228. ZEHE E., BECKER R., BÁRDOSSY A. & PLATE E. (2005): Uncertainty of simulated catchment runoff response in the presence of threshold processes: Role of initial soil moisture and precipitation. *Journal of Hydrology*, 315:183-202.
- 229. ZHU, Q. & LIN, H., (2011): Influences of soil, terrain, and crop growth on soil moisture variation from transect to farm scales. *Geoderma*, 163:45-54.
- 230. ZSUFFA I. (1996): Műszaki Hidrológia II. Műegyetemi Kiadó, Budapest

11. Ábrák és táblázatok jegyzéke

1. ábra. A Big Thompson kanyon 1976-os villámárvize.....	4
2. ábra. A Dél-Dunántúlon regisztrált árvízi események 1985-2005 között (DDVIZIG adatai alapján) 5	
3. ábra. A két kutatási terület (Sás-völgy és Bálcs) elhelyezkedése, és domborzati modellje (10 m-es felbontás)	17
4. ábra. A Sás-völgy nyugati (Pósa-völgyi) vízgyűjtőjének (a) lejtőmeredekségi és (b) kitettségi viszonyai (szerk.: HEGEDÜS P. 2013)	19
5. ábra. Néhány, a Pósa-völgy talajtani és hidrometeorológia monitoring esetében használt szenzor és mérőeszköz (óramutató járásával megegyezően a bal felső sarokból kiindulva: billenőedényes csapadékmérő és adatgyűjtő, vízmérce, multielektrodás geoelektromos VESZ szonda, TDR-elvű talajnedvesség mérő szenzor)	23
6. ábra. A talajnedvesség mérésekhez kijelölt 14 monitoring pont és keresztmetszvény (feketével)	24
7. ábra. (a) A Pósa-völgy elhelyezkedése a Bükkösi-víz vízgyűjtő területén belül, (b) a Pósa-völgy kifolyó pontján elhelyezett DATAQUA típusú vízállás szenzor, (c) tipikus tájkép a Pósa-völgy középső szakaszán, (d) A hidrometeorológiai mérőállomások elhelyezkedése a Pósa-völgyben 25	
8. ábra. A Bükkösi-vízgyűjtő felépítése a HEC-HMS programban	32
9. ábra. A kiválasztott csapadékeseményt létrehozó ciklon maximális kiterjedése idején (2010. május 16. 02h45m) (forrás: Horváth Ákos, OMSZ).....	35
10. ábra. A csapadék eloszlása Pécs területén a 2012. októberi (a) és decemberi (b), illetve a 2013. februári (c) és márciusi (d) átlagok a Boreas-típusú mérőhálózat alapján.	38
11. ábra. A csapadék területi eloszlása a Thiessen-poligonokra jutó területi súlyozással, a 2012-es év csapadékösszegei alapján.....	39
12. ábra. A 2013 évi csapadékösszegek területi eloszlása Pécsen, IDW interpolációval	40
13. ábra. Az egyes magassági zónák Pécsen a csapadékmérő szenzorok hálózatával a hipszografikus területi csapadékatlag kiszámításához a 2012-13-as évben	40
14. ábra. Havi csapadékatlagok Pécsen (a) és Hetvehelyen (b) az 1941-70-es adatok összehasonlításával	42
15. ábra. Havi csapadékösszegek a 2012-es és 2013-as évben, a PTE Ifjúság úti campusán mérve....	42
16. ábra. A csapadékinzintitás és a csapadékesemények hossza közti összefüggés a 2011-es (a) és 2013-as (b) 6 mm feletti csapadékösszeg események alapján.	44
17. ábra. A Montanari-féle csapadékösszegek és a mért csapadékatlagok összehasonlítása a 2012-es (a) és 2013-as (b) 6 mm feletti csapadékösszegek alapján.....	45
18. ábra. A Decagon-típusú (a) és a Boreas (b) Kft. által gyártott csapadékmérők.....	46
19. ábra. Az egyes csapadékmérők abszolút eltérései a vonatkozó (a) mérési időszakban, illetve (b) a napi párolgás függvényében	47
20. ábra. Különböző típusú csapadékmérők nyers adatai az eredeti mérési idősorban	48
21. ábra. Különböző csapadékszenzorok a méréshibák korrigálásával, illetve 10 perces átlagok alapján számolt adatai napi összegekkel ábrázolva.....	49
22. ábra. A Sás-völgy (b) domborzati modellje és (a) 2,5-szeres torzított magassági változata. Az ábra jobb szélén északkeleti irányból tekinthetünk be a Pósa-völgy keresztmetszeti képébe	50
23. ábra. A talajnedvesség változása a különböző mérési időpontokban a völgy keresztmetszetének (a) nyugati és (b) keleti lejtőjén.....	51
24. ábra. A tömegarányos nedvességtartalom összefüggései: (a) nyugati lejtő; (b) keleti lejtő.	52
25. ábra. Az egyes mérőpontokhoz rendelt lejtőterületek nagysága (a) 1, illetve (b) 4 kifolyási pont alapján.....	54

26. ábra. A lejtőterületek és a talajnedvesség korrelációja (a) 1, illetve (b) 4 kifolyási pont esetén, továbbá a regressziós egyenes mentén (c, d) csoportra bontva, az egyenes egyenlete által kijelölt korreláció alapján	55
27. ábra Az átlagos talajnedvesség és a lejtőszögek összefüggése a domborzati modell (a) és a terepi mérések (b) alapján	56
28. ábra. A Kriging módszerrel interpolált minimum (a), átlag (b) és maximum (c) talajnedvesség értékek, a domborzati modellből levezetett szintvonalakra vetítve.....	57
29. ábra. A talajnedvesség értékek interpolációja a hasonló lejtőszög érték alapján leválogatott pixelekkel.....	59
30. ábra. A talajnedvesség térbeli eloszlása mind a négy környezeti faktor figyelembe vételével leválogatott pixelek esetén.....	60
31. ábra. A talajnedvesség validációs mérések interpolált eredményei: (a) konstans, (b) csak validációs, és (c) mindkettő pontsor figyelembe vételével.....	61
32. ábra. Talajnedvesség korrelációs összefüggések az 5-ös és a fennmaradó 13 mérőpont között.....	64
33. ábra. A mért és modellezett talajnedvesség közötti lineáris korrelációk.....	65
34. ábra. A talajnedvesség értékek szórása az egyes mérőpontokon. A szélső értékek a 90%-os lefedettség alsó és felső határait, a vastag vonal a mediánt jelöli.....	66
35. ábra. A kiválasztott talajnedvességi állapotok valószínűségi rangsora az egyes mérőpontokra vetítve, (a) mért és (b) modellezett esetekben	68
36. ábra. A talajnedvesség és az egyes környezeti paraméterek (a: agyagfrakció, b: átlagos szemcsenagyság, c: lejtőszög és d: talajvastagság RES eredmények alapján) az átlagos (a, b és d) valamint a maximális lejtőszög (c) között.....	69
37. ábra. A különböző hibaszázalék értékekkel meghatározott optimális szenzorszám 1 km ² monitoring területre vontakoztatva	70
38. ábra. A talajnedvesség éves változásai a 14 mérőpontnál a Pósa-völgyben, 2008. szeptember 5. és 2009. szeptember 5. között (zárójelben a monitoring állomás száma).....	71
39. ábra. A talajnedvesség tartalom szóródása a teljes mérési időszakban 2008. szeptember 5. és 2009. szeptember 5. között a Pósa völgyben. A felső x-tengely a 10-perces csapadékösszeget mutatja, a Hetvehelyi meteorológiai állomás adatai alapján.....	72
40. ábra. A tetőző vízhozamok számított és mért értékei a Káni-patak esetében, az öt empirikus tetőző vízhozam értékeket számoló módszerek alkalmazásával. A piros vonal a 1:1-es illesztést jelöli.	78
41. ábra. Százalékos értékek különböző visszatérési idők mellett (a) Sás-patak, (b) Gorica, (c) Sormás-patak, (d) Bálics, és a Káni-patak vízgyűjtőjén	80
42. ábra. A fajlagos lefolyás és a Koris-módszer átlag különbségei közötti korreláció	81
43. ábra. Az egyes empirikus tetőző vízhozam értékeket számoló módszerekkel számolt átlag hibák a vizsgált vízgyűjtők esetében	82
44. ábra. A térfogati alapú talajnedvesség tartalom (θ_v) változása 2012. március 1. és 2013. szeptember 30 között a PTE meteorológiai állomásán, Decagon 5TM TDR-típusú talajnedvesség szenzorral mérve 20 cm-es talajmélységben (a Bálicsi-vízgyűjtőre vontakoztatott adatok)	84
45. ábra. A talajnedvesség tartalom növekedése a mértékadó csapadékösszegek hatására a 2012-es (a) és 2013-as (b) év adatai alapján	85
46. ábra. A talajnedvesség és talajhőmérséklet változásai a jelentősebb csapadékesemények során (a) 2012-ben és (b) 2013-ban a Bálicsi-vízgyűjtőn (PTE Ifjúság úti campus-án mért adatok)	86
47. ábra. A csapadéki intenzitás és az összegyülekezési idők összefüggése a Sás-völgyben 2008 és 2009-es csapadékesemények alapján (a csapadékadatok a hetvehelyi meteorológiai állomásról származnak, a vízhozam idősorok pedig a Sás-patakra elhelyezett hetvehelyi vízmércéről)	88
48. ábra. A Sás-patak 2009. július 2.-án megfigyelt árhullámjának reprodukálása a HEC-HMS modell segítségével, három különböző kezdeti input talajnedvesség tartalom esetén.....	89

49. ábra. A Bükkösdi-víz (a) és mellékvízgyűjtőinek vízhozam változásai 2005 és 2010 között: (b) Káni-patak, (c) Gorica, (d) Sormás-patak, (e) Megyefa-árok, (f) Sás-patak.....	91
50. ábra. A megfigyelt és modellezett árhullámok képe különböző beszivárgási veszteség értékek esetén a HEC-HMS modell segítségével a 2010. május 15-18-as árhullámra: (a) Felső-Bükkösd, (b) Kán, (c) Gorica, (d) Sormás, (e) Megyefa, és (f) Sás vízgyűjtőkre.....	93
51. ábra. A Bálics-patakon mért vízhozam és vízállás közötti kapcsolatot leíró függvény a 2013-as adatok alapján.....	95
52. ábra. A 2013. márciusi árhullám rekonstrukciója HEC-HMS-ben különböző talajnedvesség (a) és kezdeti beszivárgás értékek mellett.....	96
53. ábra. A Sás-patak vizsgált árhullám rekonstrukciója MIKE 11-ben a 2010. május 15-18.-as árhullámra, változó relatív (a) és összes (b) talajnedvesség értékek mellett.....	97
54. ábra. A modellezett árhullám görbe változása az intercepciós értékek függvényében (Sás-patak)	98
55. ábra. A HEC-HMS-ben létrehozott árhullám közelítése MIKE 11 NAM modul paramétereinek változtatásával a Sás-patakra modellezett optimális értékek alapján.....	100
56. ábra. A Bálicsi vízgyűjtőre modellezett árhullám az Urban modell (a) idő/terület arány és (b) kinematikus árhullám módszerével.....	101
1. táblázat. A mintavízgyűjtők felszínhasználati (fehér háttér, CLC 2000 alapján) és fizikai talajtípus (szürke háttér, AGROTOPO alapján) megoszlása a terület százalékában.....	20
2. táblázat. Éves csapadékösszegek Pécs különböző mérőpontjain 2010 és 2013 között.....	41
3. táblázat. A jelen kutatás során használt csapadékmérők adatainak statisztikai jellemzői a mérési időszak adataira vonatkozóan (napi összegek alapján)	47
4. táblázat. A mérőpontok átlagos talajnedvesség értékei alapján meghatározott korrelációs együttható értékei. (Félkövérr rel a legjobb, dőlttel pedig a leggyengébb korrelációs értékek szerepelnek).....	67
5a. táblázat. A vizsgált összegyülekezési idők értékei (órában kifejezve)	75
5b. táblázat. A vizsgált összegyülekezési idők értékei (órában kifejezve)	75
6. táblázat. A mért és a különböző módszerek alkalmazásával számított tetőző árhullám értékek százalékos különbségei (Félkövérr : legmagasabb értékek, dőlt: legalacsonyabb eltérések)	77
7. táblázat. A HEC-HMS-ben végrehajtott modellfuttatásra kiválasztott rövid idejű csapadékesemények legfontosabb jellemzői	84
8a. táblázat. A HEC-HMS legjobb egyezés szerinti paraméter beállításai a veszteségi (Soil Moisture Accounting) modulban, a 2010-es árvízi események modellezésére	86
8b. táblázat. A HEC-HMS legjobb egyezés szerinti paraméter beállításai a veszteségi (Deficit and Constant) modulban a 2010. májusi árvízi esemény modellezésére.....	87
9. táblázat. A környezeti változók szélső értékeinek hatása a 2009. július 2.-i árhullám modellezett görbéjére a Sás-patakon.....	89
10. táblázat. A 2010. májusi árhullám leképezéséhez használt optimális kezdeti paraméterek Sás-patak esetében	99

12. Mellékletek

1. melléklet. A MIKE 11 NAM moduljának bemeneti parametrizációja (gyökérfő)

The screenshot shows the MIKE 11 NAM module input parametrization window. The 'NAM' tab is selected, and the 'Surface-Rootzone' sub-tab is active. The 'SAS' model is chosen. The parameters are set as follows:

Parameter	Value
Maximum water content in surface storage (Umax)	10
Maximum water content in root zone storage (Lmax)	100
Overland flow runoff coefficient (CQOF)	0.5
Time constant for routing interflow (CKIF)	1000
Time constant for routing overland flow (CK1,2)	10
Root zone threshold value for overland flow (TOF)	0
Root zone threshold value for interflow (TIF)	0

2. melléklet. A MIKE 11 UHM moduljának bemeneti parametrizációja

The screenshot shows the MIKE 11 UHM module input parametrization window. The 'UHM' tab is selected, and the 'SAS' model is chosen. The parameters are set as follows:

Parameter	Value
Area adjustment factor	1
Baseflow	0.2
Hydrograph (User defined)	SAS_Observed
Item (WEIGHTED)	WEIGHTED
Enlargement and Loss Model (Constant loss)	Initial Loss: 5
Constant Loss	37
Lag Time (User specified)	2

3. melléklet. A MIKE 11 Urban moduljának (A) parametrizációja

Catchments NAM UHM SMAP **Urban** FEH DRiFt Timeseries

BALICS

Model Parameters

Model: A

Impervious area: 27

Time of Concentration: 1800

Initial Loss: 2

Reduction Factor: 0.9

Time Area Curve No.: 1

Additional Timeseries

Constant Flow: 0.02

Load based on inhabitants: 0

☐ Evaporation

☐ Snowmelt CSnow: 0

4. melléklet. A MIKE 11 Urban moduljának (B) parametrizációja

Catchments NAM UHM SMAP **Urban** FEH DRiFt Timeseries

BALICS

Model Parameters

Model: B

Length: 2.3

Slope: 10.7

Area	Impervious		Pervious		
	Steep	Flat	Small	Medium	Large
27	0		0	63	0
Manning Number	70	30	30	55	9

Edit...

Additional Timeseries

Constant Flow: 0.02

Load based on inhabitants: 0

☐ Evaporation

☐ Snowmelt CSnow: 0

5. melléklet. A talaj nedves tárfogatának laboratóriumi számítása (Keresztény B. alapján szerk. Hegedüs Péter)

Kód	Minta	Frakció tartományok						nedves tömeg (g)	száraz tömeg (g)	nedves térfogat (%)
		>8mm	8-4mm	4-2mm	2-1mm	1-0,5mm	0,5-250mm			
1.6	0_10	0	0	0,13	0,24	0,19	0,11	318,85	242,27	0,2402
1.6	10_20	0	0	0,14	0,34	0,28	0,22	360,15	293,64	0,1847
1.6	20_30	0	0,00	0,00	0,33	0,37	0,21	410,1	338,36	0,1749
1.6	30_40	0	0	0	0,11	0,15	0,09	307,7	253,02	0,1777
1.6	40_50	0	0	0	0,08	0,1	0,1	252,84	209,57	0,1711
1.6	50_60	0	0	0,04	0,27	0,36	0,22	239,3	200,93	0,1603
1.6	60_70	0	0	0	0,09	0,09	0	271,42	230,09	0,1523
1.6	70_80	0	0	0,13	0,08	0,15	0,1	294,27	251,67	0,1448
1.6	80_90	0	0,00	0,12	0,08	0,09	0,10	326,28	279,17	0,1444
1.6	90_100	0	0	0,10	0,16	0,16	0,12	402,77	343,47	0,1472
1.6	100_110	5,63	4,26	1,62	4,76	3,42	2,10	287,08	254,48	0,1136
1.6	110_120	37,32	11,48	2,36	7,65	3,17	2,80	252,49	234,70	0,0705
1.7	0_10	0	0	0,1	0,2	0,21	0,21	256,12	206,69	0,1930
1.7	10_20	0	0,00	0,00	0,19	0,18	0,04	335,55	275,72	0,1783
1.7	20_30	0	0,00	0,00	0	0,10	0,10	287,66	235,66	0,1808
1.7	30_40	0	0,00	0	0,15	0,18	0,20	268,6	225,00	0,1623
1.7	40_50	0	0	0	0,22	0,17	0,11	318,1	267,22	0,1599
1.7	50_60	0	0	0	0,14	0,15	0,16	279,85	236,45	0,1545
1.7	60_70	0	0	0,2	0,22	0,26	0,21	329,01	272,4	0,1721
1.7	70_80	0	0,00	0	0,20	0,21	0,14	282,69	242,38	0,1426
1.7	80_90	0	0	0,08	0,23	0,19	0,11	221,31	189,1	0,1455
1.7	90_100	0	0	0,11	0,25	0,16	0,11	298,28	255,25	0,1443
1.7	100_110	0	0,00	0,00	0,27	0,14	0,20	255,28	218,79	0,1429
1.7	110_120	0	0	0,21	0,3	0,19	0,11	318,67	274,23	0,1395
1.7	120_130	0	0,00	0,93	2,68	1,42	0,76	225,73	193,52	0,1427
1.7	130_140	1,51	1,92	1,86	5,47	1,65	0,34	228,17	201,91	0,1151
1.7	140_150	0,71	2,29	1,42	6,71	2,76	2,11	248,99	215,09	0,1362
1.7	140_150_B	0	0	1,19	4,43	2,16	1,87	308,76	265,75	0,1393
1.7	150_160	0,55	1,80	1,22	5,80	2,64	2,11	232,54	199,78	0,1409
1.7	160_170	0	1,45	1,77	5,25	2,43	2,30	337,5	291,11	0,1375
1.7	170_180	0,00	1,90	1,37	4,76	2,19	1,12	284,66	244,76	0,1402
1.7	180_190	0	1,8	1,42	5,88	2,51	2,03	357,57	305,15	0,1466
1.7	190_200	0	1,71	0,9	3,84	1,79	1,00	312,14	266,54	0,1461
1.7	200_210	0	0,92	1,05	2,59	1,14	1,00	281,16	242,72	0,1367
1.7	210_220	1,55	2,03	0,76	2,48	1,31	0,25	296,40	257,00	0,1329
1.7	220_230	5,97	7,52	5,26	16,34	7,20	3,42	268,06	236,35	0,1183
1.7	230_240	1,78	10,20	7,29	22,31	8,02	4,21	287,06	250,27	0,1282
1.7	240_250	4,62	7,48	4,67	17,46	7,58	5,22	304,71	267,66	0,1216
1.7	250_260	4,75	5,70	4,55	14,18	7,61	3,63	217,87	189,57	0,1299
1.7	260_270	40	4,70	2,96	5,67	3,85	1,76	319,83	284,48	0,1100
1.7	270_280	8,09	8,81	3,78	9,16	5,35	4,21	229,00	199,75	0,1277
1.7	280_290	7,15	7,40	4,63	10,86	5,21	3,65	252,47	221,03	0,1245
1.7	290_300	2,61	6,26	4,40	10,54	5,36	2,34	234,81	204,25	0,1301
1.7	300_310	33,48	1,40	1,86	4,72	2,93	3,21	294,92	259,89	0,1188
1.7	310_320	28,36	7,35	2,41	6,41	3,07	2,32	237,50	212,11	0,1069
1.7	320_330	17,26	10,17	3,46	7,57	3,28	1,23	242,05	218,36	0,0979

6. melléklet. Az egyes mérőpontok jellemző domborzati és talaj paramétere

Szenzor	Talajnedvesség			Talaj (+üledék) vastagság (m)	Lejtőszög (DEM) (o)	Lejtőszög (terepi) (o)	Kitettség (o)	Magasság (m)	Szemcseméret (μm)
	minimum	átlag	maximum						
1	32,6	44,37	51,6	6	9,92	30	0	185	
2	7,6	16,6	21,93	6,55	16,7	15	0	202	19,48
3	11	28,33	31,72	6,19	12	16	40,23	211	37,36
4	13,15	25,04	27,5	5,21	16,25	12,5	30,96	217	30,16
5	19,2	31,97	35,1	6,92	12,6	16	63,43	203	29,73
6	12,3	24,47	26,2	5,03	20	26	79	208	31,58
7	12,6	22,6	24,67	4,33	20,55	18,3	306,87	209	25,44
8	6,2	13,8	15,66	2,87	24,11	28,5	303,7	253	29,12
9	15,4	23,51	23,53	6,2	25,93	25	300	261	33,98
10	5,2	23,64	35,5	5,33	10,82	24	78,7	240	29,43
11	9,2	21,85	22,5	7	18,77	18	107,1	246	32,44
12	14,1	32,38	32,87	3,59	16,7	22,5	90	259	36,37
13	9,5	24,07	26,79	3,91	20,59	27	95,52	247	36,56
14	11,5	31,78	34,63	4,7	7,12	16	45	226	27,21

7. melléklet. Az optimális szenzorszám meghatározásához használt számolások táblája

Mérőpont	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	átlag	szórás	négyzetes szórás	N	S	T-eloszlás	NRS
Mért	40,53	9,6	16,55	21,03		13,83	14,95	5,4	10,5	9,3	12,58	31,35	16,38	18,22	16,94	9,58515	91,87505	13			
Számított	35,8126	8,3313	19,1824	13,1327		15,0639	13,5043	5,244	13,4248	9,4426	13,1106	21,9414	15,2556	17,5078	15,458	7,55415	57,06518096	13	8,4553	0,446867	6,55198
négyzetes hiba	0,013547283	0,017465274	0,025299257	0,141019356		0,007960046	0,00935	0,00083457	0,077591429	0,00024	0,001779	0,09007	0,00471	0,00153	1,482	8,48895	72,063				

Dátum	mért átlag	mért szórás	számított átlag	számított szórás	abszolút hiba	teljes szórás	S	T-eloszlás	NRS	absz. Hiba	
2008.09.17	28,21	8,18	25,94	7,11	2,27	7,596	7,50886	0,77074124	6,651742016	15,0995	2,27
2008.09.26	27,12	7,67	26,11	7,11	1,01	7,26	7,24589	0,35537469	6,525344895	6,5906	1,01
2008.10.10	25,22	9,31	21,3	7,25	3,92	8,419	8,17524	1,22248152	6,893400167	27,0221	3,92
2008.10.17	27,64	9,62	29,34	7,06	1,70	8,31	8,26718	0,52426189	6,567510517	11,1648	1,7
2008.10.31	24,90	9,11	26,64	7,1	1,74	8,048	8,00206	0,55437543	6,574843025	11,4402	1,74
2008.11.07	23,87	9,28	29,95	7,05	6,08	8,651	8,07428	1,91980155	7,461706104	45,3672	6,08
2008.12.05	31,92	6,47	32,43	7,05	0,51	6,635	6,62951	0,19613057	6,510765639	3,32049	0,51
2009.03.06	35,90	6,57	32,95	7,06	2,95	6,846	6,68162	1,12563284	6,823752533	20,1301	2,95
2009.03.17	33,16	5,83	32,31	7,05	0,85	6,357	6,33813	0,34191218	6,538764698	5,55795	0,85
2009.03.28	29,36	6,34	28,17	7,07	1,19	6,606	6,57926	0,46113353	6,552946452	7,79801	1,19
2009.04.03	32,90	6,75	32,19	7,05	0,71	6,773	6,76219	0,26768727	6,520800279	4,62977	0,71
2009.04.07	31,73	7,23	29,77	7,06	1,96	7,068	7,00114	0,71374679	6,624746735	12,9845	1,96
2009.04.17	26,68	7,2	22,53	7,21	4,15	7,368	7,05943	1,49877027	7,080650832	29,3847	4,15
2009.04.30	37,58	9,2	38,63	7,17	1,05	8,094	8,08106	0,33126675	6,520839106	6,84688	1,05
2009.05.15	31,47	7,52	29,49	7,06	1,98	7,215	7,14627	0,70638697	6,625637225	13,1188	1,98
2009.05.25	25,50	8,72	23,52	7,17	1,98	7,889	7,82143	0,64541036	6,612800064	13,0933	1,98
2009.06.05	28,70	7,58	30,99	7,05	2,29	7,265	7,17191	0,81406188	6,669835296	15,2739	2,29
2009.06.11	28,06	7,85	29,28	7,06	1,22	7,338	7,31462	0,42523058	6,541611194	7,98077	1,22
2009.06.24	29,91	6,75	28,56	7,07	1,35	6,803	6,7722	0,50823011	6,559250053	8,85499	1,35
2009.07.07	32,10	7,13	31,33	7,05	0,77	6,958	6,94686	0,2825912	6,520857039	5,02106	0,77
2009.07.12	32,85	7,05	30,51	7,05	2,34	7,008	6,90756	0,86366994	6,690399879	15,6555	2,34
2009.07.18	22,71	8,35	27,94	7,07	5,23	8,035	7,58021	1,75904621	7,303362938	38,1966	5,23
2009.07.27	20,01	8,49	23,21	7,18	3,20	7,876	7,70348	1,05905792	6,79439643	21,7421	3,2
2009.08.03	15,60	7,56	14,71	7,6	0,89	7,413	7,42688	0,3055205	6,475729347	5,7634	0,89
2009.08.15	16,45	7,7	18,23	7,4	1,78	7,453	7,39892	0,61335007	6,595368597	11,7398	1,78
2009.09.04	12,34	6,8	15,01	7,58	2,67	7,187	7,05509	0,96486262	6,745338204	18,0101	2,67